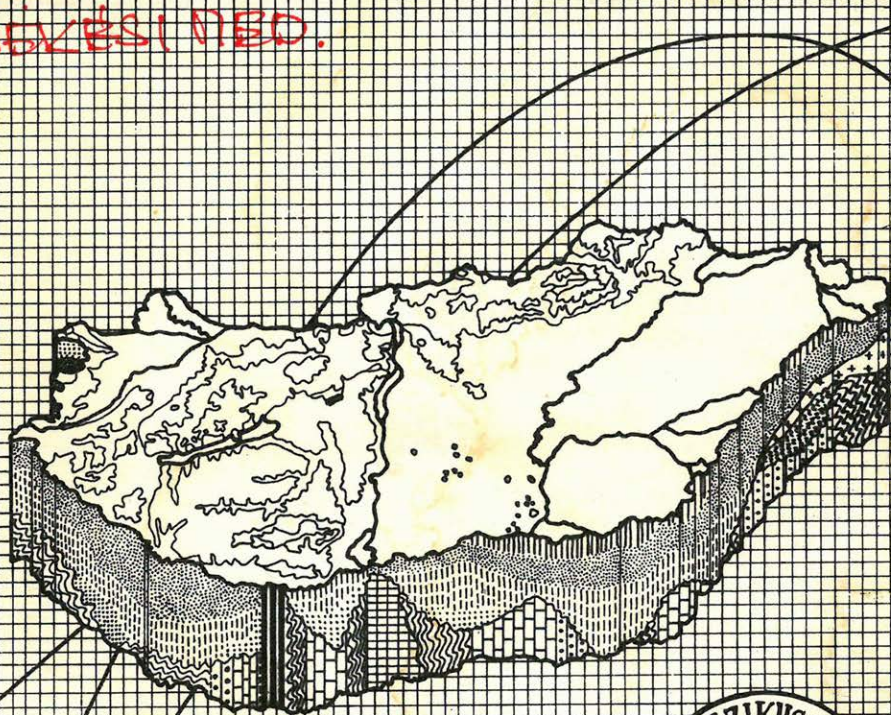


MAGYAR

GEOFIZIKA

2-3

BEKESI NED.



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓIRATA
BUDAPEST, 1989. XXX. ÉVFOLYAM, 2-3. SZÁM

Főszerkesztő: Zelei András

Szerkesztőbizottság: Deres János, Kilényi Éva, Meskó Attila, Rádler Béla, Verő József

Szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. félemelet 17. Postafiók 240.

Előszó

A hazai szénhidrogén-kutatásban évtizedek alatt jelentős mennyiségű földtani és geofizikai mérési anyag és információ halmozódott fel. Az egyre növekvő ismeretek birtokában a szénhidrogén kutatók időről időre módosították, javították azt a földtani modellt, amely a mindenkori kutatás alapjául szolgált.

A kőolajföldtan szolgáltatában álló tudományok az utóbbi évtizedben jelentős fejlődésen mentek keresztül. Modernizálódott műszer- és eszközparkjuk, sok területen új tudományos és műszaki ismeretek birtokába jutottak részben saját kutatásaikból, részben a világ tudományos haladásával.

A földtani geofizikai adatok komplex értelmezése már régóta elfogadott gyakorlat. Ennek helyébe új munkamódszeren alapuló elemzés-szintetizálás lépett, mely abból indul ki, hogy az ismeretek komplex összerakásán túlmenően kiemelkedő jelentősége van annak is, hogy kik és hogyan működnek együtt.

Fontos, hogy az egyes medenceterületek elemzését s az elemzőmunkából levont következtetéseket az egyes szakterületek munkacsoportjai egymástól ne függetlenül vagy laza kapcsolattartással készítsék, hanem a munka egész folyamatában és a végső eredmények kialakításában aktívan működjenek együtt. Ezzel az egyébként elkülönülő szakterületek érintkezési zónáinak hiányosságai elkerülhetők, ismereteik különbözőségéből adódó eltérő látásmódjuk pedig új összefüggések feltárására nyújt lehetőséget.

A Békési medence analízise az ott összegyűlt adatokra támaszkodva ebben a szemléletben készült korszerű medenceanalízis. Ezekből az olvasó képet és ítéletet alkothat magának arról, hogy hol tart ma a szénhidrogén kutatás hazánkban.

Ezt a munkát az OKGT vállalatai nem egyedül készítették. Kiemelkedő szerepet játszottak benne az USGS (United States Geological Survey) szakértői is, akikkel a magyar földtani kutatásnak már ezt a munkát megelőzően is szoros együttműködése alakult ki, s akiknek amerikai és nemzetközi tapasztalatai segítettek abban, hogy az első ilyen munkával járó akadályon könnyebben átgússunk.

Molnár Károly
az MGE elnöke

a Genfi-tó turbidit legyezőrendszerét tápláló modern medrekhez (Houbolt és Jonker 1968). Ezek a medrek szállítják az üledékeket a külső legyező területére.

Az előrenyomuló deltalejtőről eredő üledékcúszásokat jelzi az összeolvadt turbiditrétegeket tagoló sok deformált réteg.

A deltalejtő fő folyamatai az üledékcúszás, víz alatti mederáramlás és a sűrű szuszpenziós áramlások voltak. Ezek eredményeképpen ismétlődő homokaleurolit, agyagmárga réteglemezek képződtek. Ebből következik, hogy a homok anyag többsége keresztülhaladt a lejtőn a homokban gazdag prodelta turbidit rendszert táplálva (6. ábra).

A folytatódó delta-előrenyomulás végül kitöltötte a beltő medencéjét. Ez után folyóvízi és ártéri környezetek uralták az üledékképződést.

A Békési medencében a prodelta turbidit környezetben homokkő testeiben sztratigráfiai szénhidrogén-csapdák létezhetnek. A homokkőben gazdag turbidit legyezőrendszerek az alaphegységi kiemelkedések szárnyain kiékelődnek, kedvező feltételeket nyújtva a sztratigráfiai csapdák képződéséhez. Potenciálisan kedvezőek lehetnek még tárolási szempontból a bazális márga és a sekélytengeri üledékek repedezett zónái.

IRODALOM

- Bornhold, B. D., Yand, Z. S., Keller, G. H., Wiseman, W. J., Jr. Wang, Q., Wright, L. D., Xu, W. D and Zhuang, Z. Y., (1986): Sedimentary framework of the modern Huanghe (Yellow River) delta, *Geo-Marine Letters*, 6, 77–83.
- Horváth, F. and Royden, L. (1981): Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review, *Earth's Evolution Sciences*, 1, 307–316.
- Houbolt, J. J. H. G. and Jonker, J. M. B. (1968): Recent sediments in the eastern part of the lake of Geneva (Lac Léman), *Geologie en Mijnbouw*, 47, 131–148.
- Mattick, R., Rumpler, J., Marton, G., Uffalussy, A. and Szanyi, B. (1986): Subtle traps interpreted from seismic stratigraphy, in Preliminary report on play selection in the Bekes Basin, Administrative report to the Hungarian Oil and Gas Trust, 1–29.
- Molenaar, G. M., Revesz, I., Berczi, I., Kovács, A., Juhász, G. K., Gajdos, I. and Szanyi, B. (1986): Stratigraphic framework and sandstone facies distribution of the Pannonian sequence in the Bekes Basin, in Preliminary report on play selection in the Bekes Basin, Administrative report to the Hungarian Oil and Gas Trust, 20.
- Mutti, E. (1977): Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain), *Sedimentology*, 24, 107–131.
- Mutti, E. and Normark, W. R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, in *Marine Clastic Sedimentology*, J. K. Leggett, and G. G. Zuffa (eds), Graham and Trotman, London, 1–38.
- Mutti, E. and Ricci Lucci, F. (1975): Turbidite facies and facies associations, in *Examples of turbidite facies and associations from selected formation of the northern Apennines*, Field Trip Guidebook, A–11 E. Mutti (ed), 9th International Association of Sedimentologists Congress, Nice, 21–36.
- Pickrill, R. A. and Irwin, J. (1983): Sedimentation in a deep glacier-fed lake—Lake Tekapo, New Zealand, *Sedimentology*, 30, 63–75.
- Prior, D. B. and Bornhold, B. D. (1986): Sediment transport on subaqueous fan delta slopes, Britannia Beach, British Columbia, *Geo-Marine Letters*, 5, 217–224.
- Prior, D. B., Bornhold, B. D., and Johns, M. W. (1984): Depositional characteristics of a submarine debris flow, *Journal of Geology*, 91, 707–727.
- Prior, D. B. and Coleman, J. M. (1982): Active slides and flows in underconcol idated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta: in Saxov, S., Nieuwenhuis, J. K., eds, *Marine slides and other mass movements*, S. Saxov and J. K. Nieuwenhuis (eds), Plenum Press, New York, 6, 21–49.
- Prior, D. B., Wiseman, W. J. and Bryant, (1981): Submarine chutes on the slopes of fjord deltas, *Nature*, 290, 326–328.
- R. Lawrence Phillips, István Revesz and István Berczi (1988): Lower pannonian deltaic-lacustrine processes and sedimentation, southeast Hungary. Manuscript.

A nagyalföldi neogén képződmények kronosztratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján

POGÁCSÁS GYÖRGY¹, JÁMBOR ÁRON², ROBERT E. MATTICK³,
DONALD P. ELSTON⁴, HÁMOR TAMÁS², LAKATOS LÁSZLÓ¹,
LANTOS MIKLÓS², SIMON ERNŐ¹, VAKARCS GÁBOR¹,
VÁRKONYI LÁSZLÓ¹, VÁRNAI PÉTER¹

A magnetosztratigráfiai és szeizmikus (reflexiós) kutatási eredmények korrelálása alapján úgy véljük, hogy a Pannon medencében a medence fejlődésének posztrift fázisa során (középsőmiocén-holocén) a medence peremek felől a medence centrum irányába (azaz dél, kelet és nyugat felé) prográdláló delták által lerakott üledékek halmozódtak fel.

A Békés medence viszonylag vékony (0–275 m) bádeni-szarmata (16,5–12 M éve) korú üledékei sekélytízi, partközeli marinbrakk fácieset képviselnek. A szarmata legvégén és az alsópannon kezdetén (12–9 M éve) a Békés medence éhező üledékgyűjtő volt. A folyók által szállított üledékek zömét a Pannon medence peremmedencéi visszatartották, így a centrális helyzetű Békés medencébe csak kis részük jutott el. Ebben az időszakban az alacsony üledékfelhalmozódási és a magas süllyedési ráta miatt a Békés medencében nagy vízmélység (1000–1500 m) alakult ki. A pannon közepére (6–7 M éve) a környező medencék a fokozatosan, előrehaladva delták révén lassan feltöltődtek. A feltöltődés során kialakuló delta síkságokon keresztül folyó folyók képessé váltak arra, hogy üledékeiket közvetlenül a Békés medencébe szállítsák. Ettől kezdve felgyorsult a Békés medence feltöltődése, az üledékfelhalmozódási ráta elérte az 1000 m/M évet. A medence mélyebb részein több mint 6 km összvastagságú molasz sorozat halmozódott fel. A Pannon medence peremvidékén a paleomágneses és a szeizmikus adatok összevetésével négy üledékképződési hiátust (4,6–5,4; 5,7–6,8; 7,6–7,9; 10,5–11,5(?) M év) mutattunk ki. Ezen adatok arra utalnak hogy a Paratethys maradványának tekinthető Pannon beltenger vízszintjének változásai a világtengerektől történő fokozatos izolálódása ellenére azonos fázisban voltak a Haq et al (1987) által azonosított euszatikus tengerszintváltozásokkal. Az 5,7–6,8 M éves hiátus egybeesik a Mediterraneum messinai korú vízszint csökkenésével, amikor is a Földközi tenger medencéjében általános volt az evaporit képződés („Messinai sókrízis”).

На основании корреляции результатов магнитостратиграфии и сейсморазведки МОВ считаем, что в паннонском бассейне в процессе пострифтовой фазы развития бассейна (средний миоцен — голоцен) со стороны бортов бассейна в направлении его центра (т. е. на юг, восток и запад) отложились осадки, принесенные прогрессирующими дельтами.

Относительно мало мощные (0–275 м) бадено-сарматские (16,5–12 М лет) осадки представлены мелководными, прибрежными маринбракскими фациями. В конце сармата и в начале нижнего паннона (12–9 М лет) бассейн Бекеш являлся голодающим осадконакопителем. Большую часть приносимых реками осадков задерживали краевые впадины Паннонского бассейна, таким образом в расположенный в центре Бекешский бассейн попадает только малая часть осадков. В этот период времени из-за низкого уровня осадконакопления и высокого уровня погружения глубина воды в Бекешском бассейне достигает 1000–1500 м. В середине паннона (6–7 М лет) окружающие впадины благодаря постепенному раздвигающимся дельтам медленно заполнились. Протекающие через образующиеся в процессе заполнения равнины дельт реки стали способны переносить осадки непосредственно в бассейн Бекеш. Начиная с этого момента заполнение бассейна ускорилось, уровень осадконакопления достиг 1000 м/М лет. В самой глубокой части бассейна скопился толща моласов с общей мощностью 6 км. Сравнивая полученные в краевых районах Паннонского бассейна палеомагнитные и сейсмические данные, можно было выявить 4 прерыва осед-

¹ Geofizikai Kutató Vállalat 1068 Budapest, Gorkij fasor 42

² Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest Népstadion út 14

³ U. S. Geological Survey 9th National Center Reston, Virginia 22180 USA

⁴ U. S. Geological Survey 2255 North Gemini Drive Flagstaff, Arizona 86001 USA.

конакопления (4.6–5.4; 5.7–6.8/7.6–7.9/10.5–11.5(?) М лет). Перерыв осодконакопления 5.7–6.8 М лет совпадает со снижением уровня моря Медитерран-мессинского возраста, когда в Средиземноморском бассейне образование эвапорито было всеобщим (Мессинский солевой кризис). Это указывает на то, что колебания уровня воды в паннонском внутреннем море, являющимся остатком Паратетиса, несмотря на постепенную изоляцию его от мировых морей, были в той же фазе как и эвстатические колебания уровня моря, выявленные Хагом и др. (1987 г.).

In the Békés basin (a subbasin of the Pannonian Basin), the Badenian-Sarmatian (16.5–12 Ma) section is relatively thin (0–275 m) and represents shallow water, principally nearshore and marine to brackish water environments. During latest Sarmatian and early Pannonian time (12–9 Ma), the Békés basin was starved, as other subbasins located along the margins of the Békés basin captured most of the sediment load carried by rivers. During this time interval, a combination of relatively low deposition rates and high subsidence rates produced great water depths (1000–1500 m) in the Békés basin. By middle Pannonian time (6–7 Ma), subbasins on the margins of the Békés basin had become filled with sediments as deltas gradually prograded across them. As a result of this infilling process, a platform was constructed across which rivers transported their sediment loads into the Békés basin. Thereafter, deltaic infilling of the Békés basin proceeded rapidly and rates of sediment accumulation reached 1000 m/million years. More than 6 km of lacustrine sediments were deposited in the deeper parts of the basin.

Indirect evidence suggests that lake levels in the Pannonian inland sea (a remnant of the Paratethys), although isolated from the world's oceans, were affected by eustatic sea-level changes. Four hiatus identified by seismic profiles near the northern margin of the Pannonian Basin and inferred to represent non-deposition between 11.5 and 10.5, 7.9 and 7.6, 6.8 and 5.7, 5.4 and 4.6 million years ago. Comparing these hiatus with the eustatic sea level change curves (Haq et al 1987) the accordance is close and systematic. This may refer to the fact that the sea level of the Pannonian Inland Sea that became gradually isolated from the world oceans fluctuated in the same phase as the global sea level. The hiatus between 6.8 and 5.7 Ma is tentatively correlated with the Messinian global stage during which time evaporite deposition in the Mediterranean was widespread – the so-called “Messinian salinity crisis”.

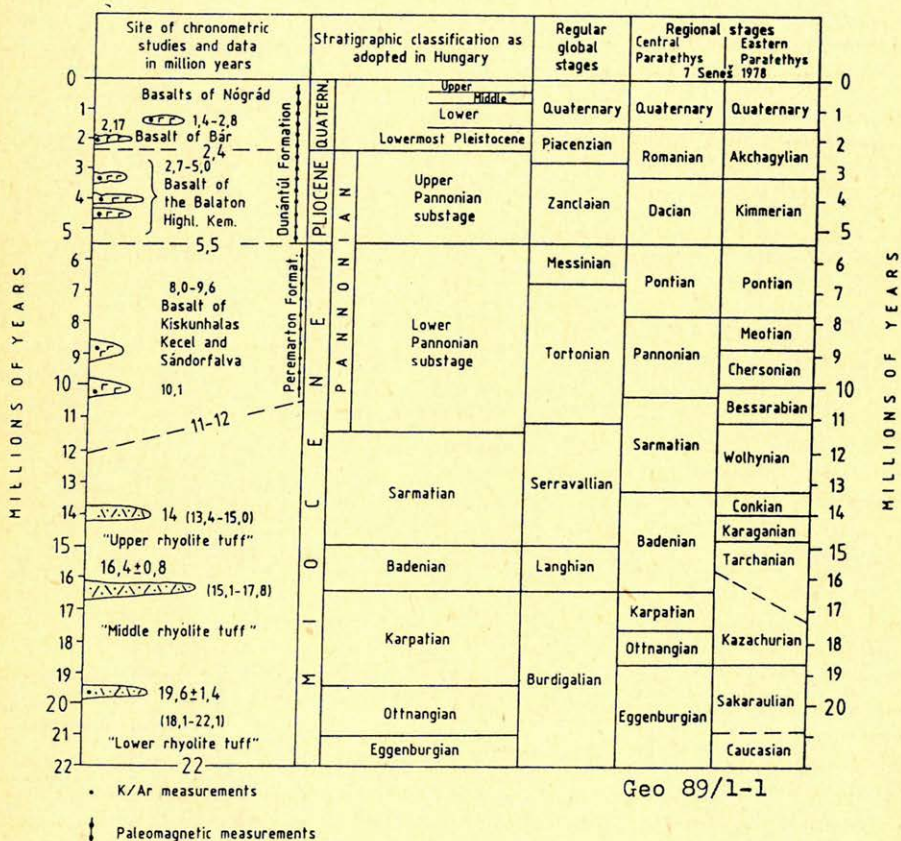
Bevezetés

Fejlődéstörténetének postrift fázisa során (középső miocén-holocén) a Pannon medence elsősorban kelet, délkelet, dél, délnyugat és nyugat felé progradáló üledékekkel töltődött fel (Lukács-Miksa et al 1983, Pogácsás 1984, Mattick et al 1985, Pogácsás és Révész 1985, Pogácsás et al 1987, Jámbor et al 1987). A szeizmikus adatok ösföldrajzi értelmezése arra utal, hogy a medence peremek felől a medence belseje felé haladva a progradációs postrift üledékek egyre fiatalabbá válnak. Ezt a feltételezést azonban korábban közvetlenül nem lehetett ellenőrizni, mivel a postrift üledékek fő tömegét kitevő pannon sorozatot az addig alkalmazott kronosztratigráfiai módszerekkel nem sikerült olyan részletességgel tagolni, hogy az elégséges lett volna a medence centrum irányában fellépő fiatalodás kimutatásához. Jelen dolgozatunkban a pannon összlet mag-netosztratigráfiai vizsgálatának legújabb eredményeit (Elston et al in press) vetjük össze a szeizmikus sztratigráfiai adatokkal, abból a célból, hogy pontosabban tárhassuk fel a Nagyalföld postrift üledékeinek időrétegtani összefüggéseit.

Kutatástörténeti összefoglalás

Meglehetősen nehéz a magyarországi neogén képződményekre kifejlesztett időrétegtani beosztás összevetése a Föld más régióiban használatos kronosztratigráfiai beosztásokkal. A Pannon-medence szedimentológiai és tektonikai fejlődéstörténete eltér a környező európai területek fejlődéstörténetétől. A különbözőség főleg abból adódik, hogy a Centrál-Paratethys részét képező

Pannon térség olyan epikontinentális tenger volt, amely fokozatosan izolálódott a világoceánoktól. A Magyarországon alkalmazott miocén-holocén kronosztratiográfiai beosztást és ennek kapcsolatát a globális és regionális emelet beosztásokhoz Hámor et al (1987) nyomán mutatja be az 1. ábra. A Pannon-medence és a környező medencén kívüli területek tengeri miocén fauna együtteseinek hasonlósági foka a geológiai idő függvényében változott. A Pannon-medence faunája atlanti-boreális affinitást mutatott az alsómiocénben (eggenburgi-ottnangi), a kárpáti-alsóbádenit viszont mediterrán, míg a felsőbádeni-pannont káspai affinitás jellemezte.

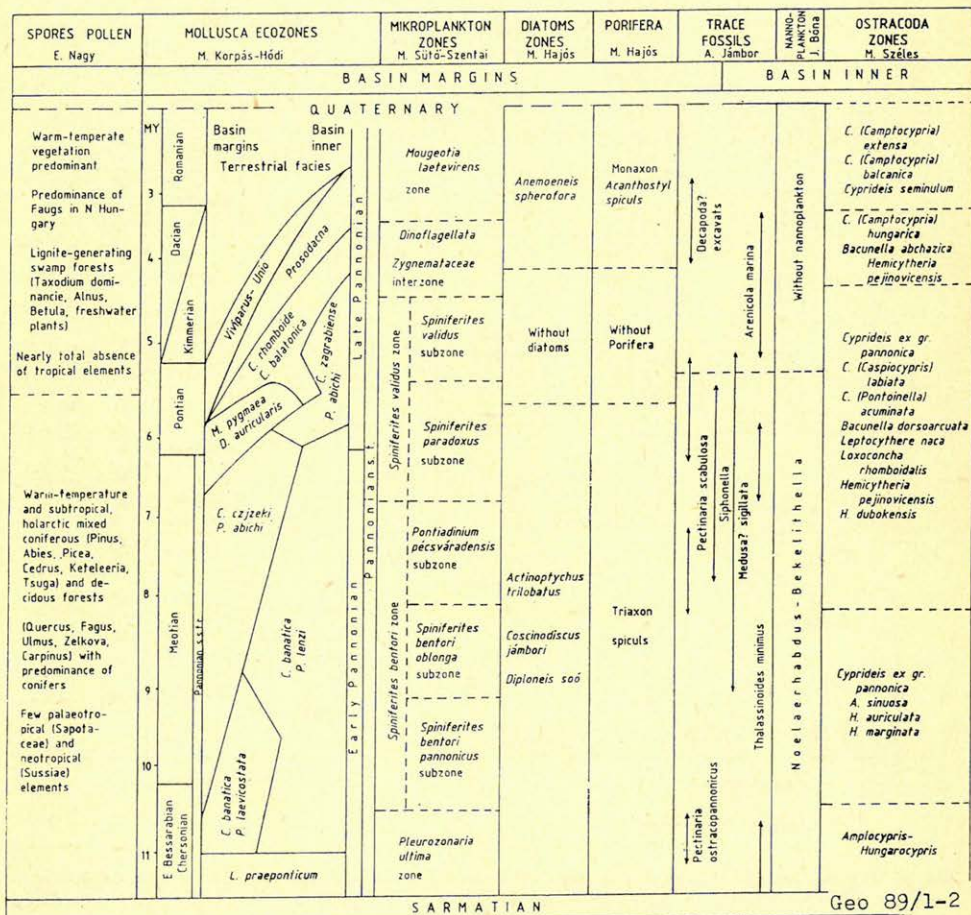


1. ábra. A Magyarországon használatos neogén rétegtani osztályozás a globális és egyes regionális emeletek feltüntetésével. A baloldali oszlopban feltüntetésre kerültek a K/Ar és a magnetosztratiográfiai módszerrel vizsgált szakaszok (Hámor et al 1987 nyomán).

Рис. 1. Применяемая в Венгрии стратиграфическая колонка неогена с обозначением глобальных и некоторых региональных этажей. В левом столбце выделены участки исследования методом К/А и магнетостратиграфическим методом. (Хамор и соавторы 1987 г.).

Fig. 1. Stratigraphic classification used in Hungary showing comparable global stages and regional stages. Ages established for volcanic rocks in Hungary by K/Ar measurements are shown in left-hand column. Figure from Hámor and other (1987).

A pannon sorozat részletesebb időrétegtani tagolását K/Ar és biosztratigráfiai módszerekkel egy bizonyos határon túl nem lehetett megoldani. A Magyarország egyes részein oly elterjedt bazaltokon és riolittufa rétegeken K/Ar módszerrel végzett abszolút kormeghatározások eredményeit szintén feltünteti az 1. ábra. A pannon s. 1. biosztratigráfiai tagolásának lehetőségeit és eredményeit Jámbor et al (1987) nyomán a 2. ábra táblázata foglalja össze. A medenceperemeken azonosított biosztratigráfiai időhorizontok kiterjesztése a medence mélyebb részeire rendkívül komoly nehézségekbe ütközött (Nagy-marossy 1981, Jámbor et al 1987). A medence mélyebb részeit kitöltő üledékek biosztratigráfiai tagolását a fúrási magminták kis számán és sporadikus elosz-



2. ábra. A magyarországi pannon képződmények biosztratigráfiai tagolása (Jámbor et al 1987 nyomán).

Рис. 2. Биостратиграфическое расчленение паннонских образований Венгрии. (Ямбор и соавторы, 1987 г.)

Fig. 2. Biostratigraphic subdivisions of the Pannonian in Hungary (from Jámbor and others, 1987).

lásán túlmenően az is akadályozza, hogy az endemikus, lakusztikus pannon fauna sokkal inkább a lerakódási környezetet, semmint a lerakódás korát jelzi (*Magyar és Révész 1976*). Nem szabad azt sem elfelejteni, hogy a medence mélyebb részein nagyon kevés mélyfúrás mélyült, azok is csak szakaszos magmintavétellel. Emellett a mélymedencékben általában hiányoznak a K/Ar analízishez szükséges magmás közbetelepülések. Mindezek miatt nagyon is reális nehézségekbe ütközött a pannon képződmények részletesebb kronosztratigráfiai tagolása.

A pannon összlet felosztásában a magyar irodalomban használt „alsó-pannon” és „felsőpannon” kifejezések elsősorban litosztratigráfiai alapon tagolják a pannon sorozatot. *Dank és Kókai (1969)* szerint az alsópannon képződmények uralkodóan agyagból és aleuritből, míg a felső-pannon képződmények főként közép- és finomszemcsés homokkövekből állnak. A magyar olajipari gyakorlatban az alsópannon kőzeteket a felsőpannoniaktól tradicionálisan karotázs adatok alapján különítik el (*Völgyi 1976, Gajdos et al 1983*) a határt a mélyvízi fáciesű alsópannon és a sekélyvízi felsőpannon kőzetek érintkezéseinél jelölik ki. *Pogácsás (1984)* és *Mattick et al (1985)* kimutatták, hogy a karotázs markerek alapján kijelölt tradicionális alsó-felsőpannon határ erősen időtranszgresszív.

A Pannon medence szeizmikus sztratigráfiai és magnetosztratigráfiai adatait összevetve a radiometrikus (K/Ar) adatokkal (*Pogácsás 1985, 1987 Pogácsás et al 1987*) kimutatást nyert, hogy a Kiskunhalas-Ny-3 fúrásban harántolt bazalt (*Messzéna 1978*) K/Ar módszeren alapuló abszolút kora jól egyeztethető a Kaskantyú-2 fúrás rétegsorának paleomágneses koradataival. Az is kimutatást nyert, hogy a szeizmikus reflexiók horizontok, amelyek a Kiskunhalas-Ny-3, Kaskantyú-2, Vésztő-1 és Dévaványa-1 fúrások között követhetők a paleomágneses és a K/Ar mérések szerint azonos korú kőzetegységekben húzódnak. A Nagykozár-2 fúrásban harántolt felső riolitufa összlet kora K/Ar mérések szerint 11,6 millió év. A Nagykozár-2 és a Kaskantyú-2 fúrás biosztratigráfiai adatait is figyelembe véve, a prepannon miocén és a pannon közti hiátusra 11,6 millió év adódik.

Jelen vizsgálataink eredményei

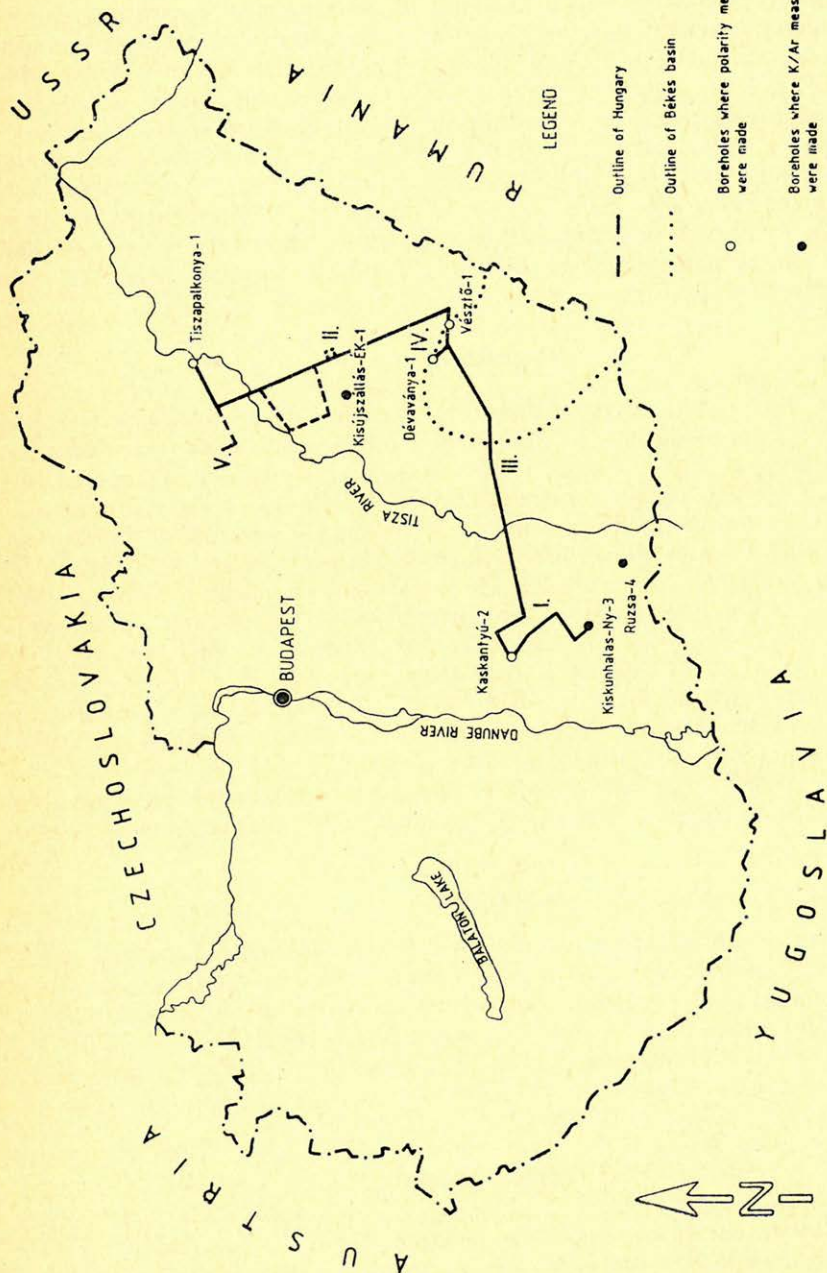
A Pannon medence szeizmikus reflexiók és paleomágneses polaritás adatainak további korrelálásához felhasználtuk a Magyar Állami Földtani Intézet és az USA Földtani Szolgálat (USGS) közti kooperációs program részeként a Tiszapalkonya-I fúrás magmintáin végzett mágneses polaritás vizsgálatok eredményeit (*Elston et al in press*). A Tiszapalkonya-I fúrásban (3. ábra) azonosított polaritás átfordulások kora – azokat a *Berggren et al (1985)*, illetve *Lowrie és Alvarez (1981)* féle paleomágneses korbeosztása egyeztetve – került meghatározásra. A Tiszapalkonya-I fúrásban azonosított paleomágneses epoch-ák korát és mélységét az 1. táblázat mutatja be. A paleomágnesesen vizsgált fúrásokra vonatkozó adatok kiterjesztéséhez az OKGT Geofizikai Kutató Vállalata által bemért szeizmikus szelvényeket használtuk fel. Négy (I–IV-el jelölt) regionális szelvényt állítottunk össze, ezek helyzetét a 3. ábra mutatja be. A szelvények a következő fúrásokat kötik össze: Kiskunhalas-Ny-3 és Kaskantyú-2 (I), Tiszapalkonya-I és Vésztő-1 (II), Kaskantyú-2 és Vésztő-1 (III), valamint Dévaványa-1 és Vésztő-1 (IV). Vizsgálataink

kiterjedtek a korábban közölt eredmények újraértékelésére (*Elston et al in press*), beleértve a Dévaványa – 1 és Vésztő – 1 fúrásban (4. ábra), illetve a Kaskantyú – 2 és a Tiszapalkonya – I fúrásban (5. ábra) azonosított polaritás átfordulások korábbinál részletesebb korrelációját.

1. táblázat

Polaritásváltás a mélyfúrásban	Kor (M évben)		Mélység	
	Berggren et al (1985)	Lowrie és Alvarez (1981)	(m)	(ms)
	referencia skálája szerint			
<i>Tiszapalkonya – I</i>				
R/N	6.37	6.34	401	435
R/N	6.70	6.68	506	530
N/R	7.41	7.38	863	915
M/N	7.90	7.77	1059	1085
N/R	8.21	8.09	1221	1159
M fedti N-t	8.92	8.80	1571	1435
Talpmélység			2000	1785
<i>Kaskantyú – 2</i>				
N/R	5.89	5.87	295	330
M/R	6.50	6.47	406	430
R/N	6.70	6.68	491	515
R/N	6.85	6.83	510	530
N/R	7.41	7.38	579	590
N/R	8.21	8.09	705	690
R/N	8.92	8.27	827	795
Talpmélység			1185	1040
<i>Vésztő – 1</i>				
N/R	0.75		162	110
R/N	2.47		480	435
N/R	3.40		750	705
R/N	3.87		970	960
N/R	3.97		1050	1010
R/N	4.10		1090	1055
N/R(?)	4.25		1200	1125
Talpmélység			1200	1125
<i>Dévaványa – 1</i>				
N/R	0.75		120	70
R/N	2.47		420	370
N/R	3.40		675	620
R/N	3.87		865	825
N/R	3.97		925	935
R/N	4.10		985	985
N/R(?)	4.25		1085	1100
Talpmélység			1120	1125

A nagyalföldi mélyfúrások azonosított korú polaritás-váltásainak mélysége méterben és szeizmikus időmélységben (ms). Az időmélység konverzió a Hajdúnánás – 1, Komádi – 5, Páhi – 1, Dévaványa – 5 fúrásokban végzett szeizmokarotázs mérések adatain alapul (R fordított polaritású, N normál polaritású, M kevert polaritású szakasz)



3. ábra. Magyarország áttétele térképe, a bemutatott szelvények és a szögben tárgyalt mélyűrésok helyének felüntetésével

Рис. 3. Обзорная карта Венгрии с обозначением мест представленных профилей и упомянутых в тексте скважин

Fig. 3. Map of Hungary showing location of the Békés basin and seismic profiles and boreholes discussed in text.

Seismic profiles, discussed in text

Additional seismic profiles used to cross-check correlation of seismic horizons

Geo 89/1-3

I. szelvény

A Kaskantyú-2 és a Kiskunhalas-Ny-3 fúrásokat összekötő kompozit szeizmikus szelvényt és a szeizmikus események értelmezését a 6. ábra mutatja be. A K/Ar adatok szerint a Kiskunhalas-Ny-3 fúrásban 1162 és 1167 méter között harántolt bazalt kora $9,61 \pm 0,38$ millió év (Balogh et al 1983). A bazalt minta mélységét szeizmikus időbe átszámítva, megjelöltük a szeizmikus szelvényen (6. ábra). Látható, hogy a bazaltláva szintjét reprezentáló szeizmikus horizont a postrift üledékek talpán húzódó diszkordancia felületen kiemelődik (Pogácsás 1987). A szelvény északi részén feltüntettük a Kaskantyú-2 fúrásban azonosított mágneses polaritás átfordulások (Elston et al in press) időadatait. Legalább három a Kaskantyú-2 fúrás alapján azonosított korú szeizmikus horizont – a 8,9; 7,4 és 6,7 millió éves szint – követhető a szeizmikus szelvényen a Kiskunhalas-Ny-3 fúrásig (6. ábra). A többfajta módszerrel meghatározott és kiterjesztett krono szintek egyezése bizonyítja, jó egyezésben vannak a K/Ar, a paleomágneses polaritás váltások alapján számított és a szeizmikus rétegtani adatok.

II. szelvény

Elston et al (in press) szerint a Vésztő-1 fúrás talpán harántolt összlet kora 4,2 millió év, a Tiszapalkonya-I fúrás szelvényében azonosított paleomágneses események kora 6,4–8,9 millió év közé esett. A két fúrás közötti szeizmikus szint korreláció igazolja ezeket a megállapításokat (7. ábra). A Tiszapalkonya-I fúrás 7,9; 8,2 és 8,9 millió éves szintjeit reprezentáló szeizmikus horizontok a szelvény középső részén rálapolódnak (downlap) a postrift sorozat alját alkotó diszkordancia felületre. Ami minimum azt jelenti, hogy a náluk idősebb postrift üledékek vastagsága a szeizmikus felbontóképesség alá csökken (kondenzált rétegsor). A Tiszapalkonya-I fúrásban a 400–1000 ms közötti mélységintervallumban húzódó 6,4; 6,7 és 7,4 M éves szeizmikus szintek a Vésztő-1 fúrás térségében 2200–2600 ms között húzódnak. A Vésztő-1 fúrás 4,2 millió éves szintjét reprezentáló szeizmikus horizont nem követhető a szeizmikus szelvényen egészen a Tiszapalkonya-I fúrásig. E szint a közvetlenül alatta levő szintekhez hasonlóan onlap-pal (vagy offlap-pal) elvégződik a medenceperem irányában a Tiszapalkonya-I fúrás térségében jól azonosítható diszkordancia felületen (7. ábra).

III. szelvény

A Kaskantyú-2 fúrást és a Vésztő-1 fúrást összekötő kompozit szeizmikus szelvény értelmezése látható a 8. ábrán. Egyes szeizmikus horizontok korát a Kaskantyú-2 fúrásban azonosított polaritás átfordulások alapján (Elston et al in press) meg lehetett határozni. Ezek megfelelnek az 5,9; 6,5; 6,7; 7,4; 8,2 és 8,9 millió évnek. Vésztő-1 térségében a fúrásban azonosított 4,2 millió éves szint mellett a II. sz. szelvényt alapul véve ismert a 6,4 és 7,4 millió éves szintek helyzete. A 4,2 M év a fúrás magmintáin végzett paleomágneses vizsgálatok eredményén, míg a másik két koradat a Tiszapalkonya-I fúrás 6,4 és 7,4 millió éves szintjeinek szeizmikus szint korrelációján alapul. Az eredményeket összegző 8. ábra alapján úgy véljük, a szeizmikus szintkövetés alkalmas a Pannon medence különböző helyein meghatározott paleomágneses polaritás átfordulások távkorrelálására és a korreláció eredményei önmagukkal

konzisztensek. A Kaskantyú–2 és a Tiszapalkonya–I fúrásokban végzett magnetosztratigráfiai vizsgálatok eredményeit közelítően 250 ill. 140 km távolságra extrapoláltuk szeizmikus szelvényeken egymástól függetlenül a Vésztő–1 fúrásig. Korábban ezen fúrás magmintái alapján végezték el a pannon sorozat magnetosztratigráfiai beosztását (*Rónai és Szemethy 1979, Cooke et al 1979, Rónai 1981*). Mint a 8. ábrán látható, az üledék rétegek (pontosabban az őket reprezentáló szeizmikus horizontok) kora alátámasztja azt a korábbi modellt (*Lukács-Miksa et al 1983, Pogácsás 1984*), mely szerint a Pannon medencét Kelet-Magyarországon a medenceperemek felől a medence belseje felé progresszív üledékek (üledék ékek—sediment wedges) töltötték fel. Megjegyezzük, a szeizmikus sztratigráfiai és a magnetosztratigráfiai adatok annyiban nem függetlenek egymástól, hogy a paleomágnese adatok értelmezéséhez felhasználásra került azon szeizmikus sztratigráfiai megfigyelési eredmény, mely szerint a Tiszapalkonya–I fúrásban harántolt üledékes sorozat felső része idősebb, mint a Vésztő–1 fúrásban harántolt összlet legalsó része (7. ábra). *Elston et al* (in press) ezen megfigyelés figyelembe vételével korrelálták a Tiszapalkonya–I fúrásban azonosított paleomágnese polaritásváltozásokat *Berggren et al (1985) Lowrie és Alvarez (1981)* paleomágnese referencia skáláihoz.

IV. szelvény

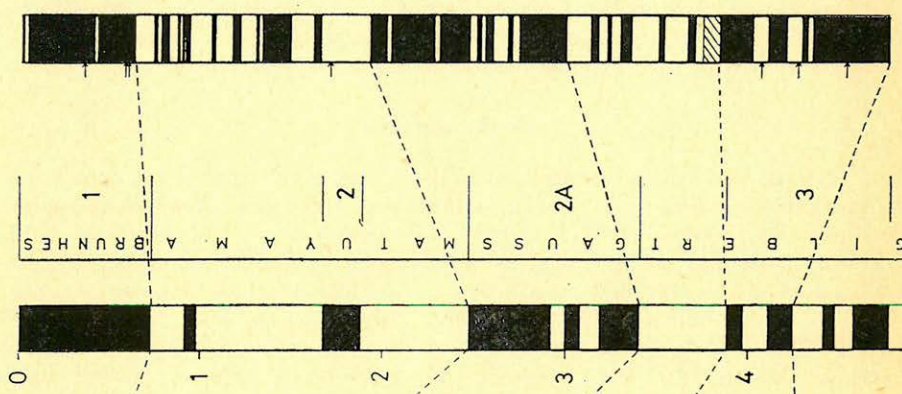
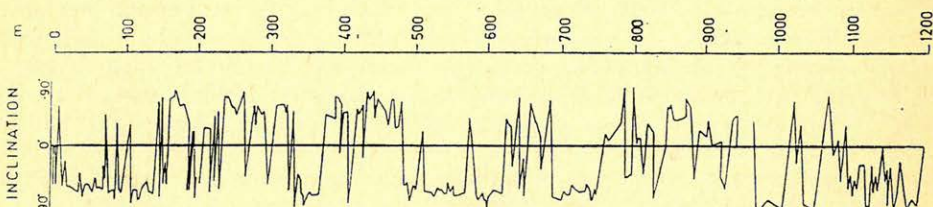
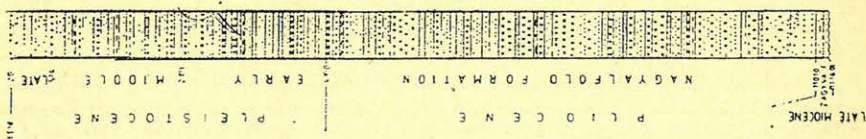
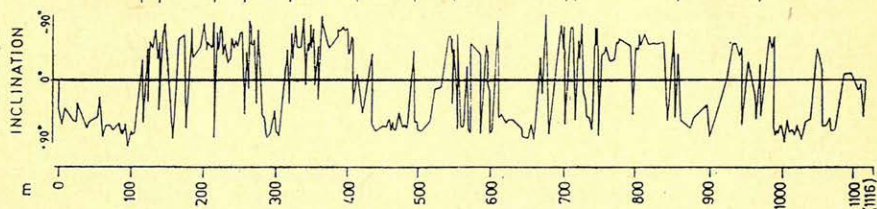
A 9. ábrán látható (kompozit) IV. szelvény a Dévaványa–1 és a Vésztő–1 fúrásokat köti össze. Az ábrán bemutatjuk az egyes szeizmikus események geokronológiai értelmezését. Az e két fúrásban *Elston et al* (in press) által azonosított paleomágnese polaritás váltások mélységét szeizmikus időléptékbe transzformáltuk. Bár ezen a területen — különösen a felső 500 ms-os tartományban — a szeizmikus reflexiók gyenge folyamatosságúak, mégis úgy véljük, a kijelölt reflexiós szintek jól reprezentálják a fúrások paleomágnese rétegsora alapján azonosított korú üledékes horizontok, ill. rétegek térbeli helyzetét a szelvény mentén. Az 5,9; 6,4; 6,7; 7,4 millió éves szintek a II. és III. sz. szelvény segítségével kerültek korrelálásra. A két fúrás paleomágnese időrétegtani oszlopa úgy tűnik jó egyezésben van az őket összekötő reflexiós horizontokkal.

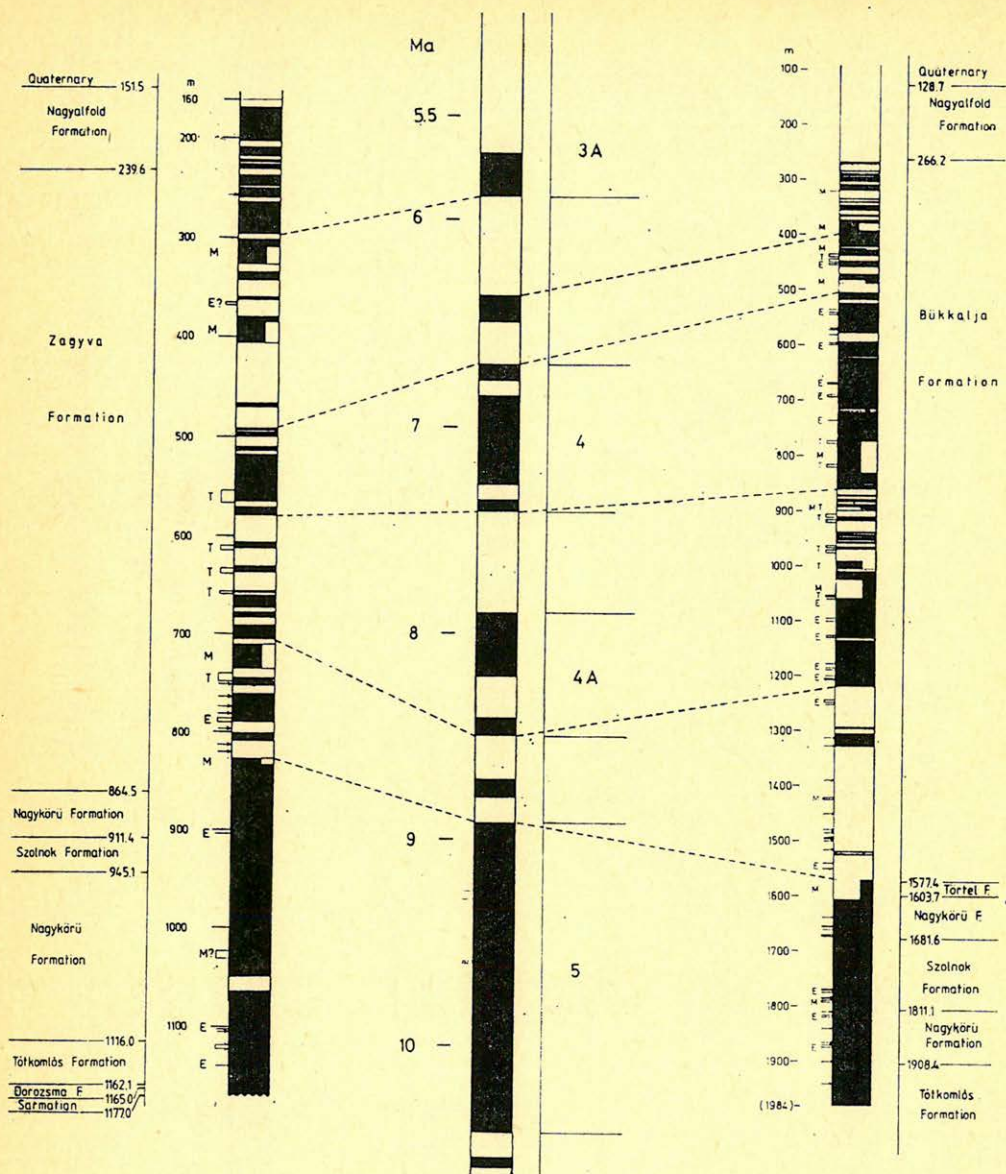
Ez azt bizonyítja, hogy a szeizmikus reflexiók a szelvény felső részén is időrétegtani szinteket követnek, azaz az egykori üledékfelhalmozódási térszín helyzetét reprezentálják.

4. ábra. A Dévaványa–1 és Vésztő–1 fúrások generalizált paleomágnese polaritás szelvényeinek korrelációja a fúrások litológiai oszlopainak feltüntetésével. A fekete szín a normál, a fehér pedig a fordított polaritású szakaszokat jelöli. A méterben megadott mélységadatok a felszíntől értendők

Рис. 4. Корреляция профилей генерированной палеомагнитной поляр экважин Девавэна-1 и Вестё-1 с литологическими колонками скважин. Чёрным цветом обозначены нормальные, а белым цветом участки с обратной полярностью. Значения глубин в метрах даны от поверхности

Fig. 4. Correlation of generalized polarity records and lithostratigraphic units in the Dévaványa–1 and Vésztő–1 boreholes. Black-normal polarity, white-reversed polarity, black and white mixed polarity with dominant polarity on left, arrow-short reversal, slashed-no control. Depth in meters from surface.





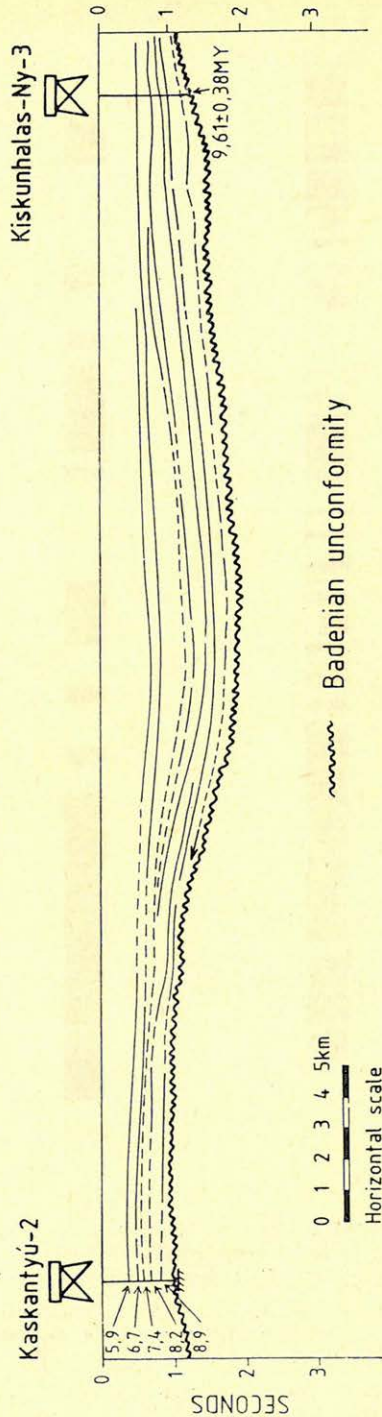
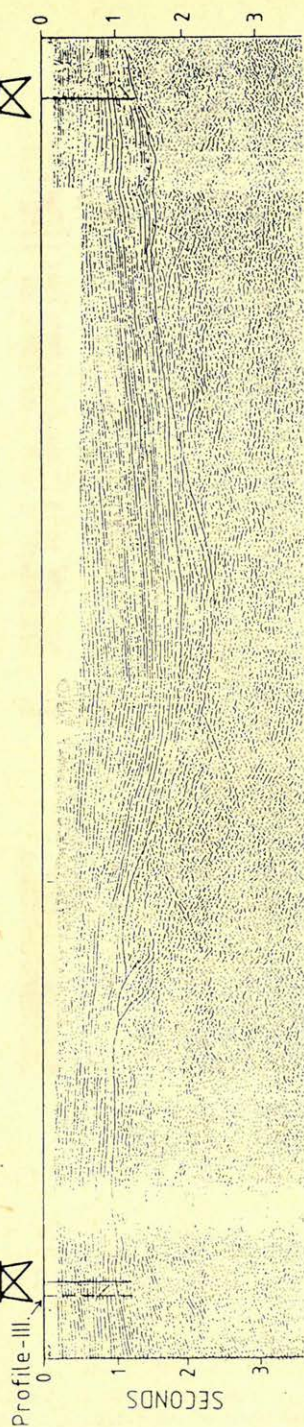
Geo 89/1-5

5. ábra. A Kaskantyú-2 és a Tiszapalkonya-1 fúrás generalizált polaritás szelvényeinek korrelációja, a fúrások litosztratigráfiai szelvényeinek feltüntetésével. M, T, E polaritás intervallumok vegyes (M), átmeneti (T). A fúrások földrajzi helye a 3. ábrán látható

Рис. 5. Корреляция профилей генерированной поляр. в скважинах Кашкантиу-2 и Тисапалконя-1 с литостратиграфическими колонками скважин. М и Т интервалы полярности Е, М (смешанная), Т(переходная). Расположение скважин дано рисунке 3.

Fig. 5. Correlation of generalized polarity records and geologic formations in the Kaskantyú-2 and Tiszapalkonya-1 boreholes. M, T and E show locations of intervals, mixed polarity (M), transitions (T), and excursions. Location of boreholes is shown in Figure 3.

N S
Kaskantyú-2 Kiskunhalas-Ny-3
Profile-III. Profile-I.



a) A Békési medence feltöltődéstörténete

Szentgyörgyi (in press) szerint a Békési medencében mélyült fúrások által feltárt legidősebb neogén üledékes kőzetek középsőmiocén (bádeni és szarmata) korúak. A bádeni és a szarmata emeletek együttesen a földtani múlt 16,5 és 11,5 millió év közti szakaszát jelentik (*Steininger et al 1985, Hámor et al 1985*). A Békés medence mélyfúrásai által feltárt bádeni és szarmata sorozat vastagsága 0–275 méter között változik. Ezen üledékek sekély vízi, partközeli, normális és brakkvízi millióiban rakódtak le. Jellegzetes, szeizmikusan jól azonosítható diszkordanciával települnek a mezozoos és idősebb medencealjazati képződményekre.

A szarmata képződmények felett lakusztikus pannon üledékek települnek. A medence peremein a szarmata és a pannon kőzetek között diszkordancia felület húzódik, míg a medence belsejében folyamatos volt az üledékképződés (*Mattick et al in press*). *Hámor et al (1985)* szerint a szarmata-pannon határa 11,5 millió évre tehető. Vitatott kérdés a vízmélység a Békési medencében a szarmata és a pannon határán. E kérdésben adott válasz alapján lenne eldönthető, mikor volt a medencében a fő sülyyedési fázis. *Szentgyörgyi* (in press) szerint a Békés medence felnyílása a styriai orogén fázisra (alsóbádeni) esett. A bádeni üledékek szerinte partközeli, sekély vízi fáciesre utalnak és a vízmélység a szarmata során a bádenihez képest kisebb volt. Ezzel szemben *Lukács-Miksa et al (1983)* és *Mattick et al (in press)* szerint az „eltérő dőlésű reflexiókkal” jelentkező pannon turbiditék mély vízi környezetben (1000–1500 méteres vízmélység mellett) rakódtak le. A különböző szerzők egyetértenek abban, hogy a bádenitől a pannon végéig a Békési medencében folyamatos üledékképződés folyt. *Szentgyörgyi* (in press) szerint a bádeni-szarmata üledékképződési sebessége 0–55 m/M év volt. A pannon során ezzel szemben az üledékképződés sebessége elérte az 1000 m/millió évet (*Pogácsás et al 1988*).

A vízmélység és az üledékfelhalmozódás sebességének alakulása a Békési medencében a szarmatától a pannonig véleményünk szerint az alábbiakban foglalható össze: a szarmatában és a pannon elején a Békés medence éhező üledékgyűjtő volt, mivel a folyók által szállított hordalékanyagot a Békés medencén kívüli üledékgyűjtő medencék fogadták magukba. Ugyanebben az időszakban gyorsult fel a Békési medence sülyyedése és ez 1000–1500 méteres vízmélységet eredményezett. Ezzel a feltételezéssel összhangban van *Mattick*

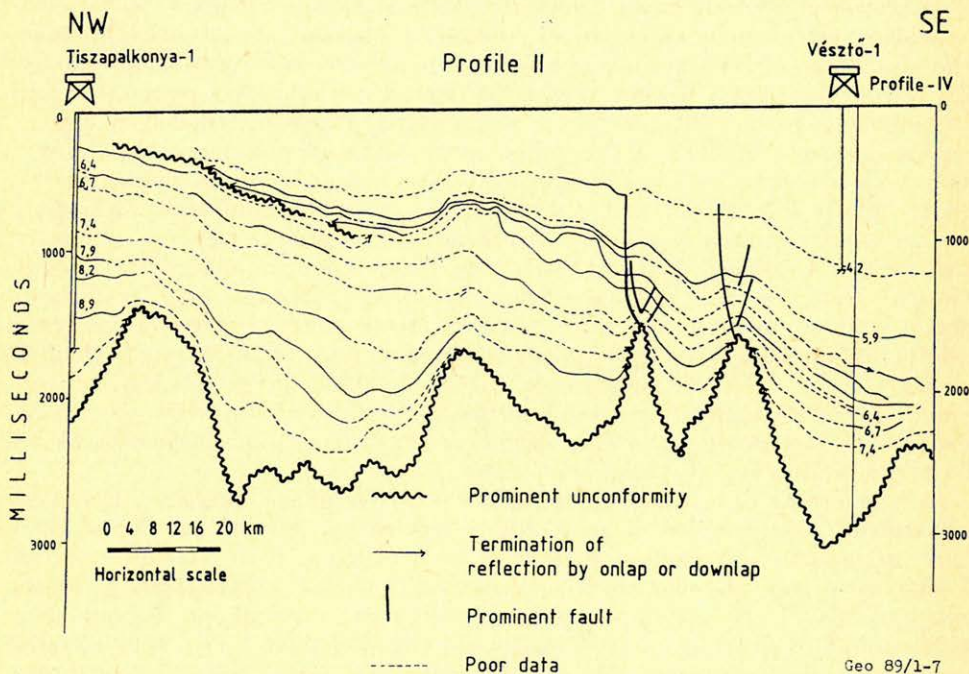
6. ábra. A Kaskantyú–2 és a Kiskunhalas-Ny–3 fúrást összekötő kompozit szeizmikus szelvény és annak időreteti értelmezése. A Kaskantyú–2 fúrásban azonosított paleomágneses polaritásváltások kora millió évben a szelvény bal oldalán került feltüntetésre. A szelvény jobb oldalán látható Kiskunhalas-Ny–3 fúrásban 1162–1167 méter között harántolt bazalt láva kora a K/Ar mérések szerint $9,61 \pm 0,38$ millió év. A szelvény nyomvonala a 3. ábrán látható

Рис. 6. Составной сейсмический профиль связывающий скважины Кашкантию–2 и Кискунхалаш–3 и его время-литологическая интерпретация. Возраст выявленного в скважине Кашкантию–2 палеомагнитного изменения полярности дано в миллионах лет на левой стороне профиля. На правой стороне профиля выведен возраст базальтовой лавы, вскрытой скважиной Кискунхалаш–Запад–3 на глубине 1162–1167 метров, возраст которой по К/Ар равен $9,61 \pm 0,38$ миллионов лет. Местоположение профиля дано на рис. 3.

Fig. 6. Seismic profile (above) between the Kiskunhalas-Ny–3 borehole and the Kaskantyú–2 borehole. Interpretation of seismic profile shown below. Labels on seismic horizons indicate inferred age (millions of years) of corresponding magnetic polarity epoch at the Kaskantyú–2 borehole. Horizons dashed where quality of seismic record is poor. Location of profile shown in Figure 3

et al (in press) azon megállapítása, mely szerint a Békési medence feltöltődése a Pannon-medence feltöltődésének egyik utolsó epizódja volt. A Békési medencében végzett legújabb tektonikai vizsgálatok (*Grow et al* in press) szerint a syn-rift üledékek vastagsága a Békés medencében rendkívül kicsi, sőt sok helyen hiányoznak.

Ezzel a modellel összhangban vannak az e cikkben közölt szeizmikus eredmények. A leírt eseményeket legjobban a II. és a III. szelvény példázza (7. és 8. ábra). A Békési medence északi részén mélyült Vésztő-1 fúrás mindkét szelvényre ráesik. A Tiszapalkonya-I fúrás 115 km-re mélyült a medence északi peremétől. A 7. ábrán látható, hogy a legidősebb polaritás váltásokkal egybeeső szeizmikus szintek (8,9; 8,2 és 7,9 millió év, I táblázat 1. oszlop) a szelvény közepén az aljzati kiemelkedések szárnyain kiemelkednek. A 6,4



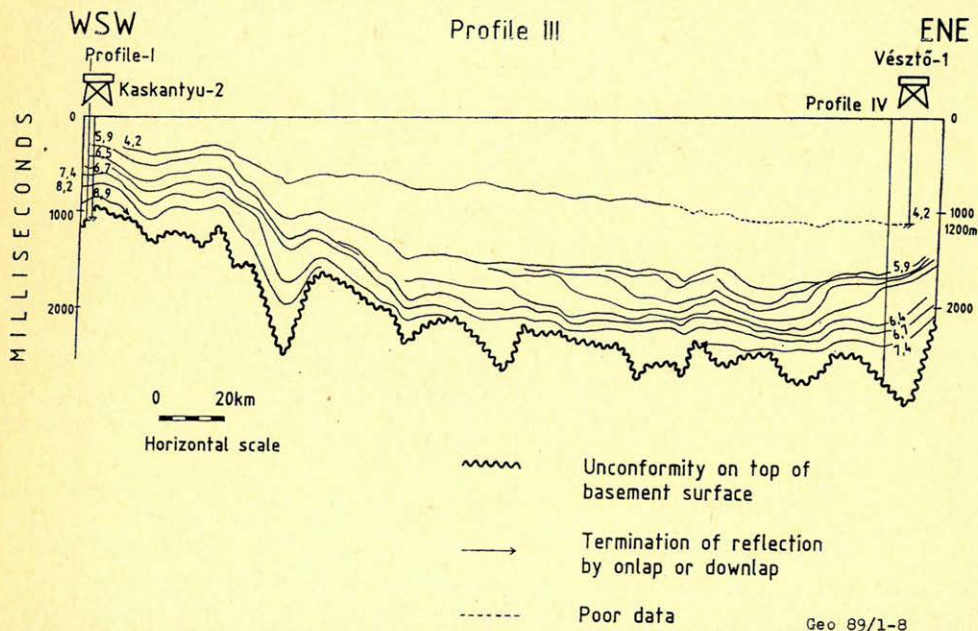
7. ábra. A Tiszapalkonya-1 és a Vésztő-1 fúrást összekötő (II) kompozit szeizmikus szelvény értelmezett változata. A szeizmikus horizontokra írt számok – 4,2 és 5,9 kivételével – millió évben megadják a Tiszapalkonya-1 fúrásban paleomágneses polaritásváltások alapján azonosított korokat. A 4,2 és az 5,9 millió éves szint a Kaskanytú-2 fúrás segítségével került azonosításra. A szaggatott horizontok rosszabb szeizmikus anyagminőséget jelölnek. A szelvény nyomvonala a 3. ábrán látható

Рис. 7. Интерпретированный вариант составного сейсмического профиля (II), связывающего скважины Тисапалконя-1 и Вёстё-1. Надписанные над сейсмическими границами числа – за исключением 4,2 и 5,9 – дают возраст в миллионах лет в скважине Тисапалконя-1, установленный на основании палеомагнитных изменений полярности. Пунктирные границы обозначают более плохое качество сейсмического материала. Расположение профиля видно на рис. 3.

Fig. 7. Interpretation of seismic profile II between the Tiszapalkonya-1 and the Vésztő-1 boreholes. With the exception of 4.2 and 5.9, labels on seismic horizons indicate inferred age (million of years) of corresponding magnetic polarity epoch at the Tiszapalkonya-1 borehole. The horizons labeled 4.2 and 5.9 refer to polarity epochs identified in the Vésztő-1 and Kaskanytú-2 boreholes, respectively. Horizons dashed where quality of seismic record is poor. Location of profile is shown in Figure 3.

és 7,4 millió éves szintek a szelvény mentén délkelet felé haladva a mélybe süllyednek. A szelvény délkeleti részén egész közel kerülnek az aljzathoz. A 4,2 millió évnél fiatalabb (ezt az értéket mérték a Vésztői – 1 fúrás alján) üledékek nagymértékben kivastagodnak délkeleti irányba haladva.

A szeizmikus szinteket összevetve a polaritás mérések eredményeivel hasonlóak voltak az üledékfelhalmozódási folyamatok a Békési medencétől nyugatra eső területeken is (8. ábra). Vizsgálataink alapján úgy véljük, 12 és 9 millió év között kevés hordalék jutott be a Békési medencébe, mivel a medence peremén túli medencék fogadták be magukba az üledékek zömét. Ugyanezen idő alatt a süllyedés folytatódott és gyorsan nőtt a vízmélység a Békési medencében. Körülbelül 6 – 7 millió évvel ezelőtt érkezett el a pillanat, amikor a környező medencéket a dél és kelet felé progradáló üledékek annyira feltöltötték, hogy az üledékek tetején folyó folyók elérhették a Békési medencét. Ekkortól alakultak ki delták a Békési medence peremein, majd azok fokozatosan keresztül haladtak a Békési medencén, miközben az üledékfelhalmozódás rátája elérte, ill. meghaladta az 1000 m/millió év értéket (Pogácsás et al 1988).



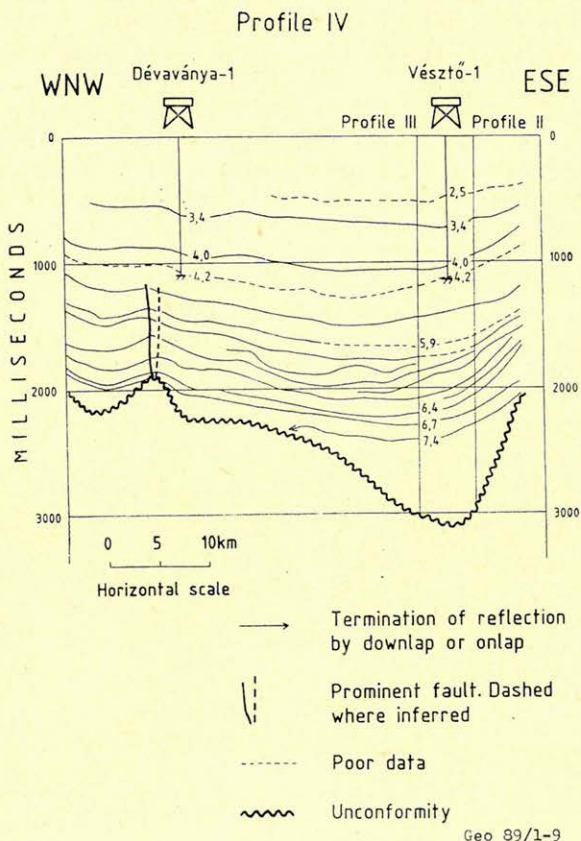
8. ábra. A Kaskantyú – 2 és a Vésztő – 1 mélyfúrást összekötő (III) kompozit szeizmikus szelvény értelmezett változata. A szelvényre eső mélyfúrások magnetosztatográfiai rétegsora alapján feltüntettük az egyes szeizmikus horizontok korát (millió évben). A szaggatott szintvezetés gyengébb szeizmikus anyagminőséget jelez. A szelvény nyomvonala a 3. ábrán látható

Рис. 8. Интерпретированный вариант составного сейсмического профиля (III), связывающего скважины Кашкентю – 2 и Вестё – 1. По магнитостратиграфической колонке скважин на профиль нанесен возраст некоторых сейсмических горизонтов (в миллионах лет). Пунктирной линией обозначен сейсмический материал более слабого качества. Положение профиля дано на рис. 3.

Fig. 8. Interpretation of seismic profile III between the Kaskantyú – 2 and Vésztő – 1 boreholes. Labels on seismic horizons indicate inferred age (millions of years) of corresponding magnetic polarity epochs. The 4.25 Ma polarity epoch was identified in the Vésztő – 1 borehole. Polarity epochs 5.89, 6.50, 6.85, 8.21, and 8.92 Ma were identified in the Kaskantyú – 2 and Tiszapalkonya – 1 borehole. Horizons dashed where quality of seismic record is poor. Location of profile is shown in Figure 3.

b) A Pannon beltenger vízszintváltozásai

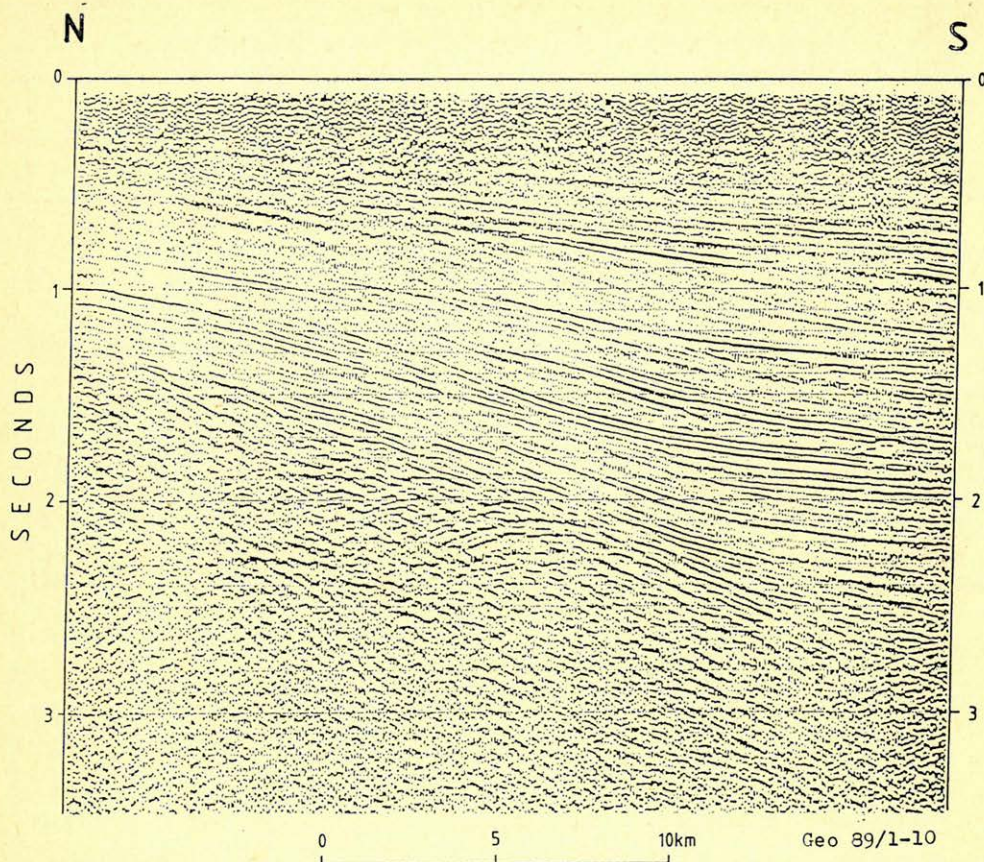
A Békési medence szeizmikus szelvényeit értelmezve *Mattick et al* (in press) arra a következtetésre jutott, hogy a pannon összletben levő lokális diszkordancia felületek a vándorló deltalebenyekhez kapcsolódnak. Ezen állítás helyességét nagy vonalakban elfogadva, e dolgozat szerzői úgy vélik, hogy a Pannon medence peremén a diszkordanciafelületek egy része a pannon tó vízszint változásaihoz kapcsolódik.



9. ábra. A Dévaványa-1 és a Vésztő-1 fúrást összekötő kompozit szeizmikus szelvény értelmezett változata. Az egyes szeizmikus horizontok paleomágneses rétegsorok alapján meghatározott kora millió években került feltüntetésre. A szelvényen feltüntetett fúrások talpánál mélyebb szeizmikus szintek a II. és III. szelvény segítségével kerültek azonosításra. A szelvény nyomvonala a 3. ábrán látható

Рис. 9. Интерпретированный вариант составного сейсмического профиля, соединяющего скважины Девавánya-1 и Весте-1. В миллионах лет отмечен определенный по палеомагнитной колонке возраст отдельных сейсмических горизонтов. Сейсмические горизонты, располагающиеся глубже забоя, расположенных на линии профиля скважин, были отождествлены с помощью профилей II-III. Линия профиля видна на рис. 3.

Fig. 9. Interpretation of seismic profile IV between the Dévaványa-1 and Vésztő-1 boreholes. Numbers at borehole sites indicate inferred ages (millions of years) of polarity epochs represented by rocks penetrated in the boreholes. Labels on seismic horizons below bottom of boreholes show inferred ages of corresponding polarity epochs identified in other boreholes. Horizons dashed where quality of seismic record is poor. Location of profile is shown in Figure 3.



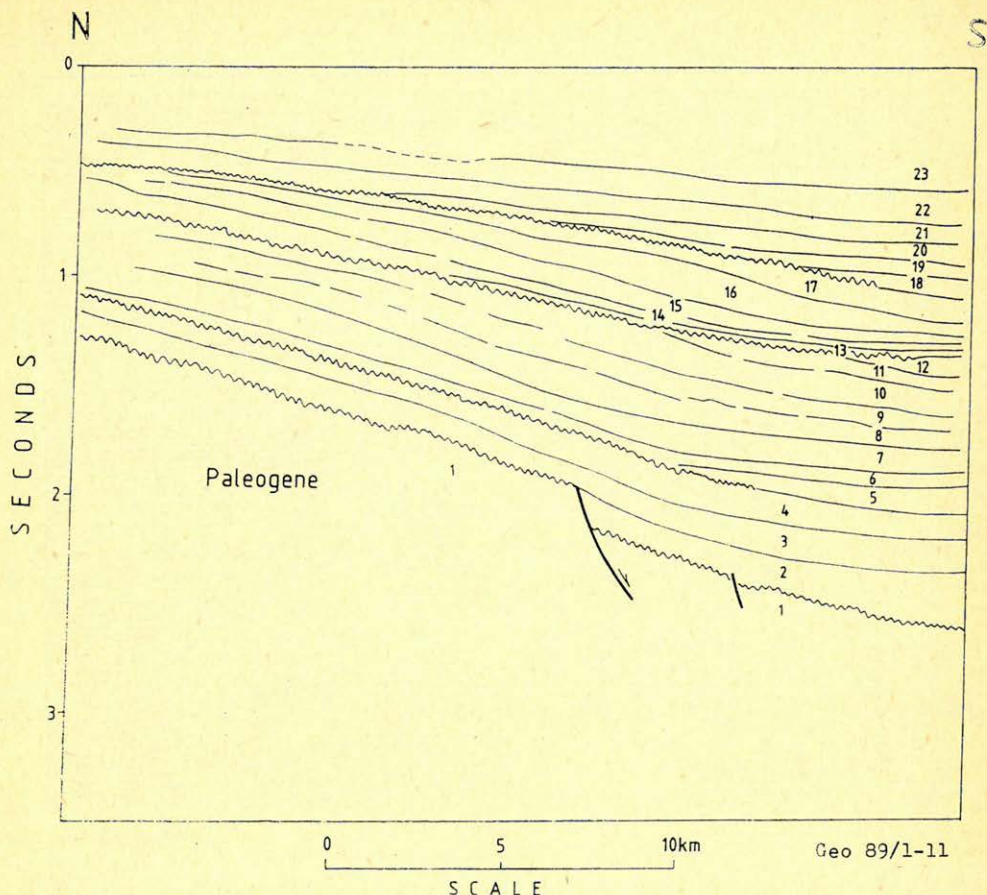
10. ábra. A Pannon medence északi peremén bemért V. sz. szelvény. Értelmezése a 11. ábrán, nyomvonala a 3. ábrán látható

Рис. 10. Профиль номер V, наблюдаемый на северном борту Паннонского бассейна. Его интерпретация дана на рис. II, а ориентация на рис. 3.

Fig. 10. Seismic profile V. Location of profile is shown in Figure 3. Interpretation is shown in Figure 11.

A 10. ábrán látható V. számú szeizmikus szelvény a Tiszapalkonya – I fúrástól kb. 20–30 km-re DK-re, a Pannon medence északi pereméhez közel került bemérésre. A szelvény értelmezése a 11. ábrán látható, a prominens szeizmikus reflexiók közötti intervallumokat – szeizmikus paraszekvenciákat – a legidősebbtől a legfiatalabb felé haladva számoztuk meg. A szelvényen minimum 4 jelentős diszkordancia azonosítható: az (1) sz. az 1-es (alaphegység) és a 2-es, a (2) a 4-es és 5-ös, a (3) a 12-es és a 13-as, valamint a (4), amely a 17-es és 18-as számmal jelölt egységek között húzódik.

A 11. ábrán látható sztratigráfiai értelmezést felhasználva, abból megszerkesztettük a 12. ábrán látható kronosztratigráfiai szelvényt. A szelvényen a függőleges tengely reprezentálja a geológiai időt. A kronosztratigráfiai szelvényt a Mitchum et al (1977) javasolt eljárással készült.

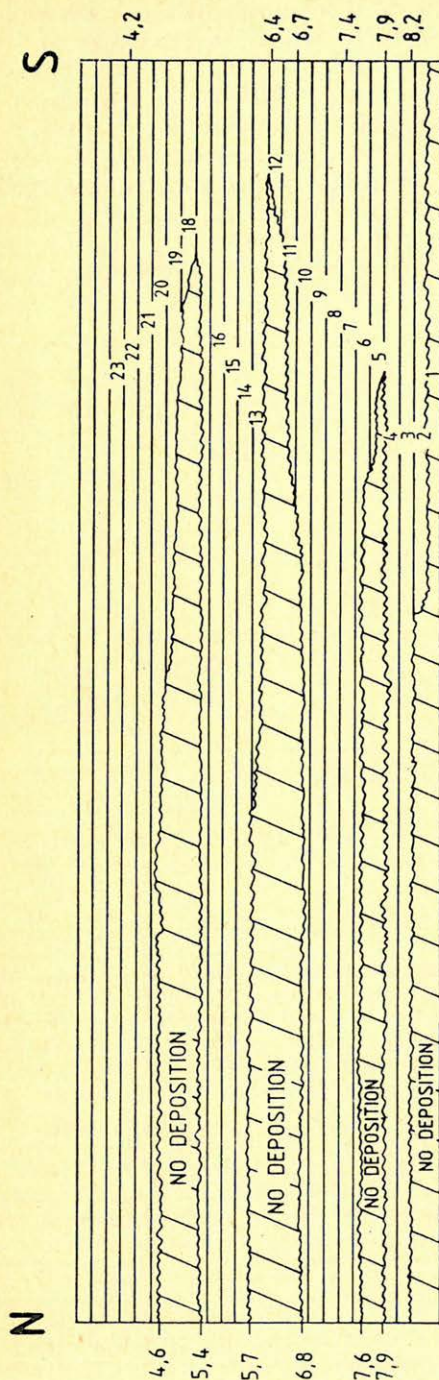


11. ábra. A 10. ábrán látható V. sz. szeizmikus szelvény értelmezése. A markáns szeizmikus reflexiók közé eső intervallumokat (amelyek időrétegtani ill. kvázi-időrétegtani egységeket reprezentálnak) a legidősebbtől a legfiatalabb felé haladva számoztuk. Az 1. egység a medencealjzatot reprezentálja

Рис. 11. Интерпретация представленного на рис. 10 сейсмического профиля номер V. Интервалы между маркирующими сейсмическими оуражениями, которые представляют временные или квазिवременные ебиницы, были пронумерованы от более древних в направлении самых молодых. Единица под номером 1 является основанием бассейна.

Fig. 11. Interpretation of seismic profile V. Location shown in Figure 3. The intervals, representing rock stratum, between the principal seismic events are labeled sequentially from oldest to youngest. Interval 1 represents rocks of the basement complex.

A szeizmikus szekvenciákat hiátusok (üledékképződési szünetek) választják 1. A hiátusok által reprezentált időintervallumok dél felé, a medence irányába csökkennek. A Tiszapalkonya – I fúrás magnetosztratigráfiai rétegsorát (Elston *et al* in press) egy kapcsolódó szeizmikus szelvény (szaggatott vonallal jelölve a 3. ábrán) segítségével vetítettük be az V. sz. szelvénybe. Ez lehetővé tette, hogy az V. szelvényen elkülönített sztratigráfiai intervallumokat elhelyezhessük a standard kronosztratigráfiai rendszerben. A fúrásban polaritás váltások alapján azonosított időadatokat a 12. ábrán látható krono-szelvény jobb oldalán



Geo 89/1-12

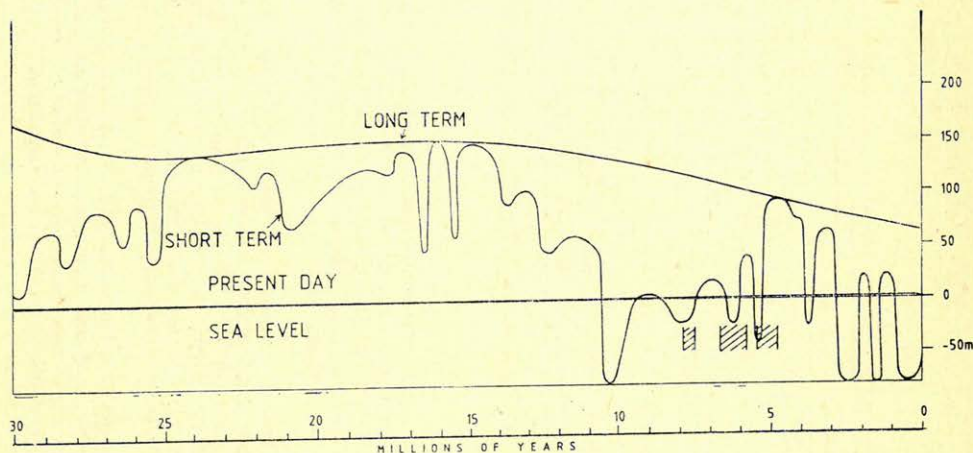
12. ábra. A 11. ábrán látható szeizmikus rétegtani szelvény kronostratigráfiai transzformációja. A földtani időt a függőleges tengely reprezentálja. A szelvény jobb oldalán látható (millió évben) a Tiszapalkonya – I fűrésban azonosított magnetostratigráfiai egységek kompozit szeizmikus szelvények alapján bevetített mélysége. A szelvény bal oldalán az egyes diszkordancia felületek által reprezentált hiátusok hossza látható (millió évben)

Рис. 12. Хроностратиграфическая трансформация сейсмического стратиграфического профиля рисунка 11. На вертикальную ось нанесено геологическое время. На правой стороне профиля (в миллионах лет) даны глубины спроектированных на основании составных сейсмических профилей, магнетостратиграфических единиц, выделенных в скважине Тисапалкони – I. На левой стороне профиля выделена (в миллионах лет) продолжительность перерывов, представленных отдельными поверхностями несогласий.

Fig. 12. Chronostratigraphic chart constructed from data of Figure 11. Geologic time is the ordinate. Numbers on the right side of figure indicate ages of stratum (millions of years) inferred from extrapolation, along seismic profiles, of the results of magnetostratigraphic studies. Numbers on left side of figure show inferred ages of periods of non-deposition.

tüntettük fel. A medencealjzat felszínét reprezentáló legalsó diszkordancia felület kivételével az egyes diszkordanciák által képviselt hiátusok kezdetének és befejeztének korát a 12. ábrán látható szelvény bal szélén tüntettük fel.

A Földközi tenger medencéjében a miocén végén kiterjedt evaporit képződés folyt az ún. „Messinai sókrízis” (Hsu et al 1973). Moissette és Puoyet (1987) szerint a sókrízis vagy a Földközi tenger felső messinai kiszáradásával, vagy (és ez a valószínűbb) a Földközi tenger és az Atlanti óceán közötti tengeri kapcsolat időszakos megszakadásával magyarázható. Haq et al (1987) eusztatikus tengerszint változási görbéje szerint a világtengerek szintjében négy jelentős csökkenés mutatható ki a felsőmiocénben. Ezek paroxizmusának kora közelítően 10,9; 7,8; 6,3 és 5,2 millió év (13. ábra). Bár a pannon beltenger ezen időszak



LATE	EARLY	MIDDLE	LATE	E	L	
OLIGOCENE	MIOCENE			PLIOC.		PLE.

Geo 89/1-13

13. ábra. Eusztatikus tengerszintingadozások a földtörténet utolsó 30 millió éve során a tengerszint-változások hozzávetőleges nagyságával (Haq et al 1987 nyomán). A 4 és 12 millió év közötti globális tengerszint minimumokat (5,2; 6,3; 7,8; 10,4) összevetve a Pannon-medence északi shelfjén azonosított hiátusokkal (4,6–5,4; 5,7–6,8; 7,6–7,9 millió év) ill. a synrift és postrift üledékeket elválasztó regionális diszkordancia felület által reprezentált (helyről-helyre változó hosszúságú) hiátus korával (≈10,5 millió év), szembevetendő a korreláció

Рис. 13. Эвстатическое колебание уровня моря с приблизительными величинами колебания уровня моря в течение последних 30 миллионов лет истории земли (Хаг и соавторы, 1987 г.). Сравнивая располагающиеся между 4. и 12 миллионами лет глобальные минимумы уровня моря (5,2, 6,3, 7,8, 10,4) с выявленными на северном шельфе Паннонского бассейна перерывами (4,6–5,4; 5,7–6,8; 7,6–7,9 миллионов лет) или же с длиной перерыва (10,5 миллионов лет) представленного региональной поверхностью несогласия, разделяющей осадки синрифта и пострифта (с меняющейся от места к месту длиной) отмечаем корреляцию

Fig. 13. Tertiary and Quarternary eustatic fluctuations of sea level. Meters above or below present-day sea level are approximate. Figure modified from Hag et al (1987). The non deposition periods on the flanks of the Pannonian Basin are 7.9–7.6, 6.8–5.7, 5.4–4.6 Ma. The eustatic sea level shows minima of 7.8, 6.3 and 5.2 Ma according to the global sea level change curve. There appear to be good correlation between world wide sea level minima and the sea level falls in the Pannonian Basin.

alatt egyre nagyobb mértékben izolálódott a világtengerektől, vizsgálataink alapján úgy tűnik, a beltő vízszintjét is nagymértékben befolyásolták azok a felső-miocén földtörténeti események, amelyek a globális (eusztatikus) tengerszint ingadozásokat kiváltották. A 12. ábrán jelentős hiátusok jelentkeznek 7,9–7,6; 6,8–5,7 és 5,4–4,6 millió év között. Ezen, a Pannon medence szegélyzónájában kimutatott hiátusok korát összevetve a globális (eusztatikus) vízszintminimumokkal (amelyek 10,4; 7,8; 6,3; 5,2 millió évnél jelentkeznek, 12. és 13. ábra összevetése), azok szignifikáns korrelációban vannak. Ami azt bizonyítja, hogy a Pannon beltenger vízszintje a globális tengerszint emelkedésekkel és süllyedésekkel azonos fázisban változott a vizsgált (4–12 millió év közötti) időszakban.

IRODALOM

- Berggren, W. A., Kent, D. U., Flynn, J. J., and Van Convinger, J. A., 1985 Cenozoic geochronology: Geological Society of America Bulletin, v. 96, no 2, p. 1407–1418.
- Balogh, K., Jámor, Á., Partényi, L., Ravasz – Baranyai, L., Solti, G., and Nusszer, A., 1983, Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quarternary basaltic rocks in Hungary: Annularul Institutii de Geol. et Geoph., Bucuresti, v. 61, p. 365–373.
- Cooke, H. B. S., Hau, J. M., and Rónai, A., 1979, Paleomagnetic sedimentary and climatic records from boreholes of Dévaványa and Vésztő, Hungary: Acta Geol, v. 22, no. 1–4, p. 89–109.
- Dank, V., and Kókai, J., 1969, Oil and gas exploration in Hungary, in Hepple, Peter, ed., The exploration for petroleum in Europe and North Africa: Institute of Petroleum, London, p. 131–145.
- Gajdos, I., Pap, S., Somfai, A., and Völgyi, L., 1983, Lithostratigraphic units of the Pannonian (s. l.) of the Great Hungarian Plain: (Az alföldi Tiszai Formáció csoport litosztratógráfiai egységei) MÁFI, Budapest, 70, p.
- Hámor, G., Jámor, Á., Lantos, M., Rónai, A., Elston, D. P., 1985, Magnetostratigraphic correlations of some Neogene strata of the Pannonian Basin Hungary: VIIIth Congress of the RCMNS, Abstracts p. 257.
- Hámor, G., Báldi, T., Bohn – Havas, M., Hably, L., Halmai, J., Hajós, M., Kókai, J., Kordos, L., Korecz – Laký, I., Nagy, B., Nagymarosy, A., and Völgyi, L., 1987, The bio-, litho-, and chronostratigraphy of the Hungarian Miocene: Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX. p. 351–353.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, P. R. Vail, 1987, Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic: Science v. 235. p. 1156–1167.
- Hsu, K. J., Cita, M. B., and Ryan W. B. F., 1973, The origin of the Mediterranean evaporites, in Ryan W. B. F. and others eds., Report on Deep Sea Drilling Project: no. 13, p. 1203–1231.
- Jámor, Á., E. Balázs, K. Balogh, I. Bérczi, J. Bóna, F. Horváth, I. Gajdos, J. Geiger, M. Hajós, L. Kordos, A. Korecz, I. Korecz – Laký, M. Korpás – Hódi, J. Kóváry, L. Mészáros, E. Nagy, G. Németh, A. Nusszer, S. Pap, Gy. Pogácsás, I. Révész, J. Rumpler, M. Sütő – Szentai, Á. Szalay, K. Szentgyörgyi, M. Széles, L. Völgyi, 1987, General characteristics of Pannonian s. l. deposits in Hungary: Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX. p. 155–168.
- Lukács-Miksa, M., Pogácsás, Gy., and Varga, I., 1983, Seismic facies analysis and stratigraphic interpretation of the unconformably dipping Pliocene features in the Pannonian Basin. Proceeding of the 28th Int. Geophys. Symp. Balatonszemes p. 173–186.
- Lowrie, W., Alvarez, W., 1981: One hundred million years of geomagnetic polarity history: Geology v. 9. 392–397 p.
- Magyar, L., and Révész, I., 1976: Data on the classification of Pannonian sediments of the Algyő area: Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, Hungary, no. 22. p. 267–283.
- Mattick, R. E., Rumpler, J., and Phillips, R. L., 1985: Seismic stratigraphy of the Pannonian Basin in Southeastern Hungary: Geophysical Transaction Special Edition, v. 31. n. 1–3. p. 13–54.
- Müchum, R. M., Jr., Vail, P. R., and Thompson, S., III. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, in Payton, C. E., ed., Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 53–62.
- Moissette, P., and Pouyet, S., 1987: Bryozoan faunas and the Messinian salinity crisis: 8th Congress on Mediterranean Neogene Stratigraphy Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX. p. 447–453.

- Nagymarosy, A., 1981:* Chrono- and biostratigraphy of the Pannonian Basin. A review based mainly on data from Hungary. *Earth Evolution Sciences*, v. 1. no. 3–4. p. 183–194.
- Pogácsás, Gy., 1984:* Results of seismic stratigraphy in Hungary: *Acta Geologica Hungarica* vol. 27. 1–2. p. 91–108.
- Pogácsás, Gy., 1985:* Seismic stratigraphic features of Neogene sediments of the Pannonian Basin: *Geophysical Transactions*, v. 30. no. 4., p. 373–410.
- Pogácsás, Gy., 1987:* Seismic stratigraphy as a tool for chronostratigraphy: Pannonian Basin: *Proceedings 8th Congress on Mediterranean Neogene Stratigraphy*, *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX.* p. 55–64.
- Pogácsás, Gy., Jámor, A., Mattick, R., Elston, D., Várkonyi, L., Lantos, M., Simon, E., Várnai, P., Hámor, T., Lakatos, L., 1987:* Correlation of seismo- and magneto-stratigraphy: Chronostratigraphy and the evolutionary sequence of rock units in the Pannonian Basin: CO–GEODAT International Workshop on Computerized Basin Analysis with special emphasis on hydrocarbon exploration Szeged, Hungary, Sept. '7–11. Abstracts p. 1–13.
- Pogácsás, Gy., Szalay, Á., Lakatos, L., Szanyi, B., Várnai, P., 1988:* Backstripping based on seismic stratigraphy in the Pannonian Basin: *Proceedings A (I) 33th International Geophysical Symp. Prága* 24–28. 10. 1988. p. 127–138.
- Rónai, A., A. Szemethy, 1979:* Latest results of lowland research in Hungary, paleomagnetic measurement on unconsolidated sediments: *MÁFI Évi Jelentése 1977.* p. 67–83.
- Rónai, A., 1981:* Magnetostratigraphy of Miocene-Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain: *Earth. Evol. Sci.* 1. 3–4. p. 265–267.
- Steininger, F. F., Rogl, F., and Dermizakis, M., 1987:* Report on the roundtable discussions: Mediterranean and Paratethys correlations: *Proceedings 8th Congress on Mediterranean Neogene stratigraphy*, *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX.* p. 397–421.
- Steininger, F. F., Senes, J., Kleemann, K., and Rogl, F., 1985:* Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys (Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps): *Institute of Paleontology, University Press of Vienna*, v. 1, 189 p., v. 2, 524 p.
- Senes, I., 1978:* Geochronologie des stratotypes des étages du Miocene inférieure et moyen de la Paratethys Centrale utilisables pour la corrélation globale. *Geol. Zborn Geol. Carpath.* 30. (1) 99–100 p.
- Völgyi, L., 1976:* Szénhidrogén-telepek előrejelzésének lehetőségei földtani megfigyelések alapján. *Földt. Közl.* 106. p. 503–527.

A Békési medence tektonikai és szerkezeti viszonyai

JOHN A. GROW¹, POGÁCSÁSGYÖRGY², BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ³
VÁRNAI PÉTER², HAJDU DÉNES⁴, VARGA EDE², PÉRÓ CSABA⁵

A Pannon-medencerendszer részét képező 70×100 km kiterjedésű Békési medencében a neogén üledékek vastagsága meghaladja a 6500 métert.

A medence extenziós és oblique-extenziós aszimmetrikus grabenekre tagolódik. Ezek elhelyezkedése és iránya keleti, illetve északkeleti csapásirányú strike-slip faultokra utal. A synrift üledékek rendkívüli vékonysága jelzi, hogy a Békési medence a riftesedési fázisban (alsó- és középső-miocén) „éhező” üledékgyűjtő volt.

Szeizmikus adatok és a korábbi fúrási adatok újraértelmezése alapján úgy véljük, hogy a Békési medence déli részének aljzatát allochton takarók alkotják. Ezek a takarók a felső kréta elején alakultak ki, majd a miocén riftesedés és strike-slip mozgások során tovább deformálódtak, a térképezett rátalálásokhoz valószínűleg nem kapcsolódnak nagyobb horizontális elmozdulások, a Battonya-Pusztaföldvári mezozoós árokban azonosított, észak felé mélybesüllyedő takarók geometriája az Erdélyi Középhegység kodru takaróihoz hasonló. Az alacsony dőlésszögű kréta rátalálások a miocénben felújulva extenziós bélyegeket nyertek. A Békés – Doboz-i mezozoós árok képződményeit is érték áttolódások- és valószínűleg erősen gyűrűt is – bár a teljes itteni mezozoós sorozat a Bihari Autochthonhoz hasonlít.

Толщина неогеновых осадочных отложений в бассейне Бекеш, являющимся частью системы Паннонского бассейна и имеющего размеры 70×100 км, превышает 6500 метров. Бассейн расчленяется на экстензионные и облиг-экстензионные асимметричные грабены. Их расположение и направление указывает на существование strike-slip нарушения восточного или северо-восточного простирания.

Необыкновенно небольшая мощность синрифтовых осадочных отложений обозначает, что Бекешский бассейн в рифтовой фазе (нижний и средний миоцен) был в состоянии «голодающего» осадконакопителя. На основании новой интерпретации сейсмических профилей и ранее полученных данных бурения считаем, что основание южной части Бекешского бассейна представлено покровами аллохтона. Эти покровы образовались в начале верхнего мела, затем деформировались под воздействием миоценовой рифтовой зоны и движений нарушения типа strike-slip. С картированными надвигами вероятно не связаны более значительные сдвиги.

Геометрия (вергенция) находящихся в мезозойском Баттоня-Пусташельварском грабене, погружающихся в северном направлении покровов схожа с покровами Кодру Трансильванского Среднегорья. Надвиги мела с небольшим углом падения, возобновившись в миоцене приобрели экстензионный характер. Образование Бекеш-Добозского грабена подвергались сдвигам и вероятно сильной складчатости и полный мезозойский разрез подобен Бихарскому мезозойскому автохтону.

The Békés Basin – a sub-basin of the Great Pannonian Basin – approximately 70 by 100 km contains over 6500 m of Neogene sedimentary rocks. This basin consist of extensional or oblique-extensional asymmetric grabens suggesting control by east and northeast trending strike-slip faults. The extremely thin synrift deposits indicate that the Békés Basin was starved during the rifting phase (Early and Middle Miocene). Analysis of seismic lines and re-analysis of the earlier drill data implies that the southern half of Békés Basin is underlain by multiple Cretaceous allochthonous nappes. These nappes were folded in early Late Cretaceous and then modified again by Miocene rifting and strike-slip movements. The overthrusts probably did not have large horizontal displacement. The seismically identified north dipping nappe structures within the Battonya – Pusztaföldvár Mesozoic Trough have similar geometries to the codru nappes in the Apuseni Mountains. Many of the low angle thrust surfaces inherited from the Cretaceous were probably reactivated in an extensional mode during the Miocene.

While the Mesozoic section in the Békés – Doboz Mesozoic Trough is also overthrust and probably intensively folded, the entire section is similar to the Bihar Autochton.

¹ U. S. Geological Survey Denver, Colorado, USA. Denver Federal Center MS 940 Box 25046.

² Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest, Gorkij fasor 42. 1068.

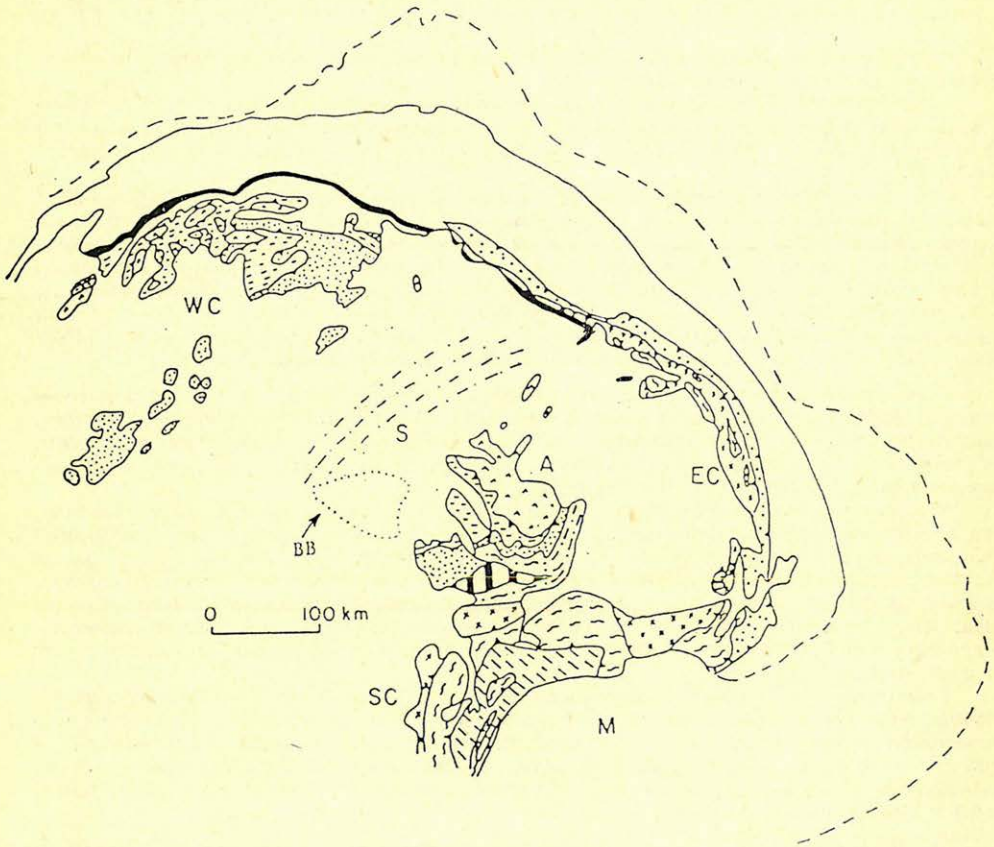
³ Szénhidrogénipari Kutató Fejlesztő Intézet, Budapest, Batthyány út 45. 1039.

⁴ Kőolajkutató Vállalat, Szolnok, Munkásor út 43. 5001.

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem Földtani Tanszék, Budapest, Múzeum körút 6 – 8. 1088.

Bevezetés

A Pannon-medence részmedencéjét képező Békési depresszió Magyarország délkeleti részén található. A kb. 70 km széles, 100 km hosszú ÉNy–DK-i csapásirányú árkot több mint 6500 m vastagságban neogén üledékes kőzetek töltik ki (1, 2. és 3. ábrák). A Pannon-medencét Ny-on az Alpok, É-on, K-en



Geo 89/2-1

1. ábra. A Keleti- és Déli-Kárpátok belső öve és az erdélyi Középhegység főbb tektonikai egységei, a Békési medence (BB) feltüntetésével (Burchfield és Royden 1982 nyomán). A feketére festett zóna a Pienini szirtöv, a függőleges vonalkázás az Erdélyi-Középhegység ofiolitjait jelöli. WC, Nyugati-Kárpátok; A, Erdélyi Középhegység; EC, Keleti-Kárpátok; SC, Déli-Kárpátok; M, Moesiániai tábla; S, Szolnok-Máramarosi flis öv.

Рис. 1. Внутренний пояс Восточных и Южных Карпат с основными тектоническими единицами Трансильванского Среднегорья с обозначением бассейна Бекеш (BB) (по Вурслф е д и Роуден, 1982). Пояс Пиенинских горстов раскрашен черным цветом, офиолиты Трансильванского Среднегорья обозначены вертикальной штриховкой. WC западные Карпаты; и, Трансильванское Среднегорье; EC, Восточные Карпаты; SC, Южные Карпаты; M, Моесианская плита; S, пояс флиша Солнок-Марамарош

Fig. 1. Major tectonic units of the inner Carpathians showing Békés basin (BB) (modified from Burchfield and Royden, 1982). Unit shown in black is Pieniny klippen zone and vertical lines indicate ophiolites in the Apuseni Mountains. WC, west Carpathians; A, Apuseni Mountains; EC, east Carpathians; SC, south Carpathians; M, Moesian platform; S, Szolnok trough

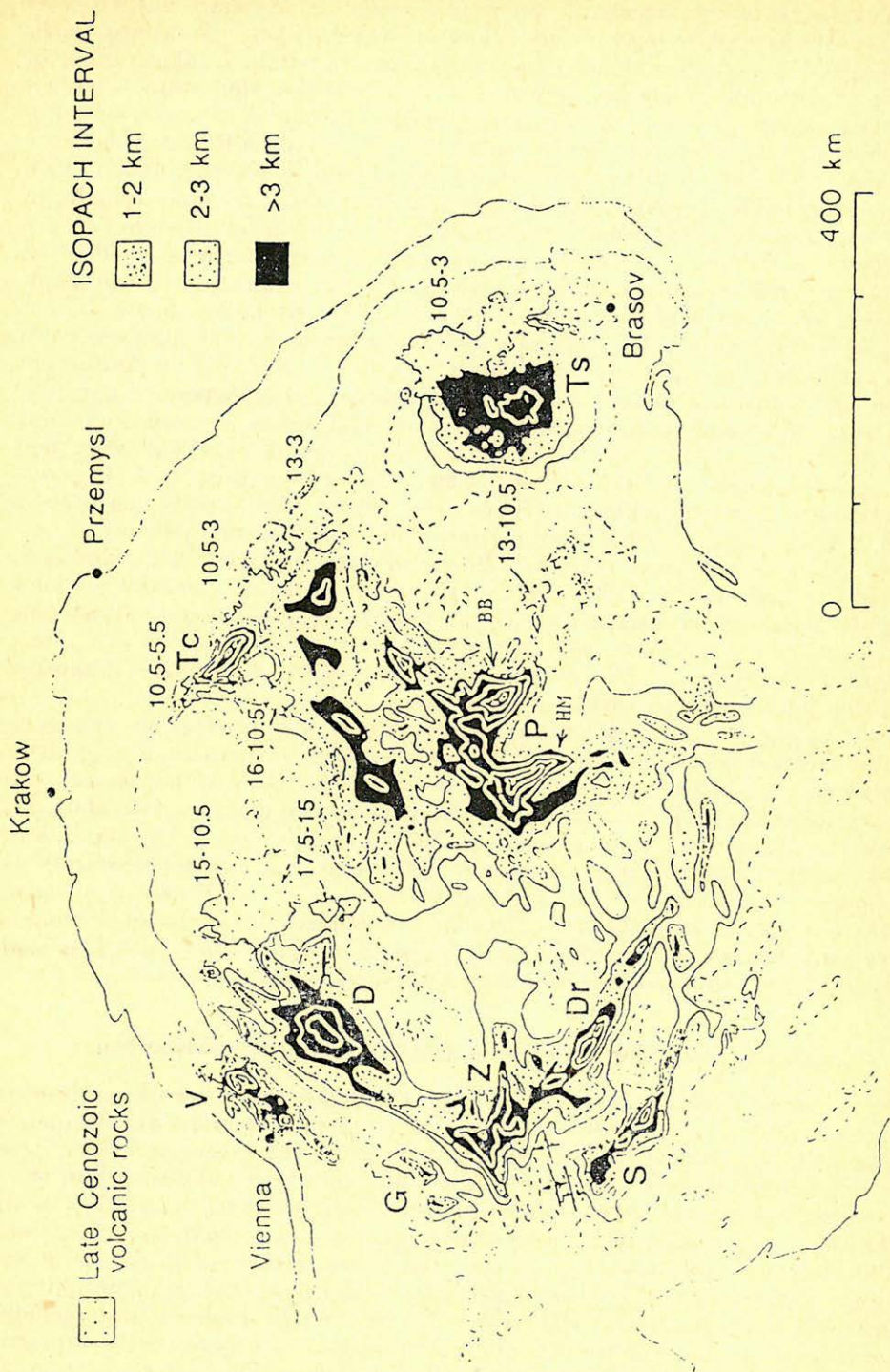
és DK-en a Kárpátok övezik. A felsőkréta elején a Nyugati-Kárpátokban és az Erdélyi Középhegységben a paleozóos és mezozóos kőzetek számos északi vergenciájú feltolódást és takarót alkotva egymásra tolódtak. A takaró zónában ophiolit is előfordul, amely kb. 50 km-re K-re a békési-medencétől a felszínen tanulmányozható (1. ábra, Burchfield és Royden 1982). A Pannon-medence süllyedése a középső-felső miocénben kezdődött. A süllyedés fő oka a medence belsejében valószínűleg a litoszféra extenziója, melyhez a Kárpáti-övben kifelé irányuló feltolódás kapcsolódott. A medence extenzióját követő termális (a litoszféra lehűlésével járó) fázisban gyorsult fel a medence feltöltődése (Sclater et al 1980). A Pannon-medencében csak néhány depocentrum neogén üledékei haladják meg a 3 km-es vastagságot (2. ábra). A neogén deformációk valószínűleg jórészt oldaleltolódásokhoz kapcsolódnak. Az oldaleltolódási zónák között helyi, ferde extenziós és kompressziós (oblique extensional and compressional) zónák találhatók (Royden és Horváth 1981, Royden et al 1983). A kaliforniai neogén oldaleltolódási övben a Transverse Range paleomágneses vizsgálata során az egyes litoszféra tömbök 30–90 fokos tektonikus eredetű rotációját mutatták ki (Hornafius et al 1986). Balla (1984) szerint hasonlóan nagy méretű, jelentős rotáció jellemzi a Pannon-medence egyes egységeit. A Pannon-medence egyik legújabb tektonikai értelmezése szerint (Horváth 1986) a Békési medence ÉNy-i végét K–ÉK irányú balos oldaleltolódási zóna jellemzi.

Az eddig elmondottak szerint a Békési-medence neogén oldaleltolódások, oblique extenzió és lehetséges, hogy oblique kompresszió, valamint rotációs mozgások szélsőségesen komplex zónájában fekszik. A neogén vetők valószínűleg alacsony dőlésszögű lisztikus és/vagy „detachment” vetők (Royden et al 1983, Pogácsás 1985, Rumpler és Horváth 1984), amelyek részben a preneogén kőzeteket érintő felsőkréta feltolódásokhoz kapcsolódnak.

A térségben bemért szeizmikus szelvények és a mezozóos, ill. paleozóos képződményeket feltáró mélyfúrások vizsgálatával az volt a célunk, hogy meghatározzuk; (1) a Békési medence fő neogén vetőrendszereit, (2) a prerift mezozóos üledékes kőzetek elterjedési viszonyait a postrift neogén üledékes fedő alatt, (3) amennyiben lehetséges ezek alapján a Békési medencében következtessünk a szénhidrogének képződésére és csapdázódására. A fő hangsúlyt a szeizmikus szelvények vizsgálatára helyeztük. A mélyfúrási adatok közül azokat a kulcsfúrásokat emeltük ki, amelyek rétegsora feltolódást, kor-inverziót bizonyít, illetve azokat, amelyek lehetővé tették a Békési medence aljzatának litológiai korrelációját az Erdélyi Középhegység hasonló képződményeivel.

Megelőző szeizmikus reflexiós vizsgálatok a Pannon-medencében

Az utóbbi években több olyan cikk, tanulmány foglalkozott a Pannon-medence tektonikai felépítésével, melyekben szeizmikus szelvény értelmezés is szerepelt. A tanulmányok jó példákat mutattak az extenziós árkokra, az oldalelmozdulásokra és az üledékes vetőkre Magyarország különböző területein (pl. Varga és Pogácsás 1981, Horváth és Rumpler 1984, Pogácsás 1985, Molnár et al 1987). A legtöbb extenziós árokban a synrift üledékek lisztikus normálvető felé dőlnek ami a leülededés és a tektonikai mozgás egyidejűségét mutatja (Varga és Pogácsás 1981), az extenziós riftesedés befejeződteivel az árokkitöltő synrift üledékek részben erodálódtak. Erre az eróziós diszkordancia felületre közel vízszintesen települő postrift üledékek rakódtak. A teljes postrift sorozatot érintő oldalelmozdulásokat Közép- és Kelet-Magyarországról írtak le (Pozsgay et



2. ábra. A kárpáti-medence neogén üledékeinek vastagságtérképe (Royden et al 1983 nyomán). Jelölések: (BB) Békési-, (HM) Hódmezővásárhelyi-, (S) Száva-, (Dr) Dráva-, (Z) Zala-, (G) Gráci-, (D) Duna-, (V) Bécsi-, (Te) Kelet-Szlovákiai-, (Ts) Erdélyi-medence. Szaggatott vonallal a preneogén kőzetek felszíni kibúvárait jelöltük („Pannon medence” alatt ebben a tanulmányban csak a Dunától keletre levő süllyedéket értjük).

Рис. 2. Карта мощностей неогеновой осадочной толщи Карпатского бассейна (по Ройден Р др. 1982 г.). Обозначения: (BB) – Бекешский-, (HM) – Ходмезёвашархейский-, (S) – Савский-, (Д) – Дравский-, (Z) – Залайский-, (G) – Грацский-, (Д) – Дунайский-, (V) – Венский-, (Te) – Восточно-словацкий-, (TS) – Трансильванский бассейн. Пунктирной линией обозначены выходы на поверхность пренеогеновых пород. (под Паннонским бассейном в этой работе подразумевается только располагающаяся к востоку от Дуная впадина.)
Fig. 2. Sediment thickness map to the base of the Miocene for the Carpathian region with location of Békés basin (BB) and Hód – Makó basin (HM) (modified from fig. 2 of Royden and others, 1983). Other basins: S, Sava; Dr, Dráva; Z, Zala; G, Graz; D, Danube; V, Vienna; P, Pannonian; Te, Transcarpathian; Ts, Transylvanian. Dashed lines show regions of pre-Neogene outcrop. In this paper we shall use the term „Pannonian basin” to designate only the subsided area to the east of the Danube

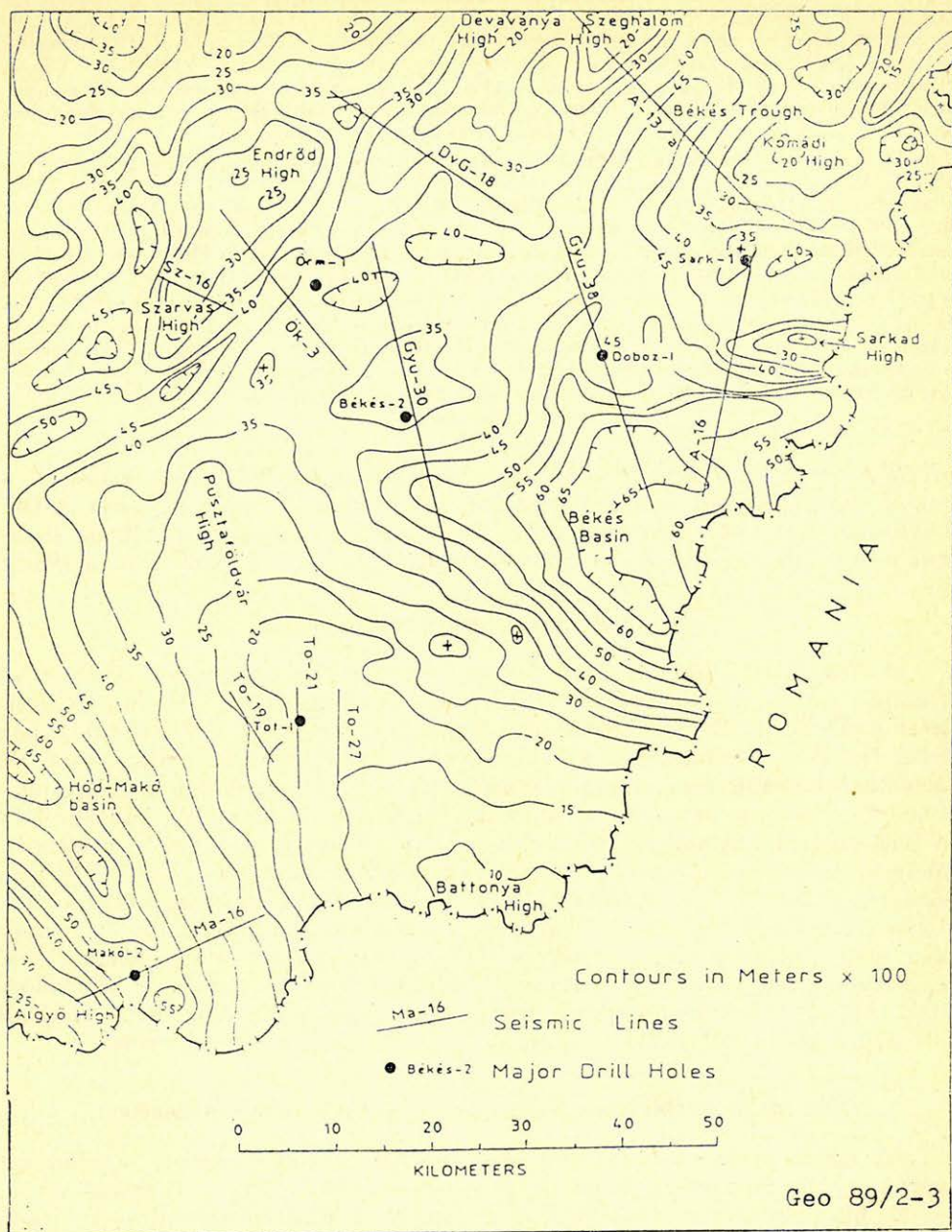
al 1981, Varga és Pogácsás 1981, Horváth és Rumpler 1984, Pogácsás et al in press). Szép példáját adták a szénhidrogén csapdát formáló roll-over antiklinálisokat létrehozó üledékes vetőknek a Szarvas térségéből publikált szeizmikus szelvények (Rumpler és Horváth 1984, Pogácsás 1985, Molnár et al 1987).

A Békési medence morfológiája

A legújabb Magyarországi neogén medencealjzat térképet *Kilényi és Rumpler (1984)* publikálta, melyből kivonatoltuk azt a 100×100 km-es területet, ami felöleli a Békési medence és a Makói árok területét (3. ábra). A térképen feltüntettük a bemutatásra kerülő 11 szeizmikus szelvény nyomvonalát és néhány fontosabb fúrás helyét. Megjelöltük a fő alaphegységi magasvonulatokat és a medencéket. A kutatási terület legjelentősebb alaphegységi magaslata a Battonya – Pusztaföldvári gerinc, ami DNy-ról határolja a Békési-medencét. Mélysége a román határnál 1000 m-es, ÉNy-felé több mint 4000 m-es mélységbe, ÉK-felé pedig 6500 m-es mélységbe süllyed. A Makói árokban, a Battonya – Pusztaföldvári gerinc ÉNy-i szárnyán a medencealjzat több mint 7000 m-es mélységű. A kisebb Algyői magaslat DNy-ról határolja a Makói árkot. Mind az Algyői, mind a Battonyai magaslatokhoz jelentős olaj- és gáztelepek kapcsolódnak. A kisebb Szarvas, Éndrőd, Dévaványa, Szeghalom, Komádi és Sarkadi alaphegységi kiemelkedések északról és keletről övezik a Békési-medencét.

Extenziós és oblique extenziós jelenségek a Békési medencében

A Békési medence több mint 6500 m vastag neogén összlete alapján azt várhatnánk, hogy a kéreg extenzióját és a riftesedést jól fejlett liszttrikus vetők, és az üledékes összlet felét felölelő dőlő synrift üledékekkel kitöltött árok reprezentálják. Ezen várakozással ellentétben azonban a neogén összlet 90%-a a szeizmikus szelvények tanúbizonysága szerint nagyon gyengén dőlő pannon rétegekből áll. A mélyedéseket kitöltő pannon sorozat tipikus postrift üledék módjára rálapolódik az alaphegység magasvonulataira. Bár az árok fenekén nehéz megkülönböztetni a vékony synrift üledékeket és a postrift üledékben differenciális kompakció hatására létrejövő struktúrákat, a synrift üledékek mennyisége 5%-nál kevesebb. A tipikus extenziós árokra legjobb példát a Szarvasi magaslatról DK-re bemért ÖK – 3-as szeizmikus vonal mutat (3, 4.



3. ábra. A Békési medence és a Makói árok neogén medencealjátának szintvonalas mélységtérképe a dolgozatban tárgyalt szeizmikus szelvények és mélyfúrások helyének megjelölésével (szintvonalak Kílenyi és Rumpler 1984 nyomán)

Рис. 3. Карта глубин подошвы неогеновых отложений Бекешского бассейна и Макойского грабена с обозначением описанных в статье сейсмических профилей и мест глубоких скважин (изолинии по Килени и Румплеру 1984 г.)

Fig. 3. Depth to pre-Neogene Mesozoic, Paleozoic, and basement rocks of Békés and Hód-Makó basins with the location of seismic profiles and drillholes discussed in paper (depth contours modified from Kílenyi and Rumpler, 1984)

4. ábra. ÖK – 3 szeizmikus szelvény. Az oblique (ferde) extenziós half-graben-t (fél-árkot) vékony synrift-üledékek töltik ki

Рис. 4. Сейсмический профиль ÖK – 3. Наклонный экстензивный полуграбен заполнен тонкими синрифтовыми осадками

Fig. 4. Seismic line ÖK – 3 showing oblique-extensional half-graben with very thin synrift deposits

ábra). A közeli rm – Q1 fúrás adatai szerint pannon korú kőzetek alkotják majdnem a teljes neogén üledékes sorozatot, de vékony prefit (júra és triász) üledékek és nagyon vékony synrift miocén képződmények is előfordulnak. A synrift üledékek ilyen nagymértékű hiánya extenziós tektonikai környezetekben ritka jelenség. Az üledékgyűjtők minden bizonnyal „éheztek” a Békési medencében. Ezt vagy az üledékanyag máshová (Kaspi vagy Földközi tenger?) szállításával, vagy az üledékforrás és a Békési medence közti extenziós árkok üledékközlő hatásával lehet magyarázni (C. W. Spencer és R. E. Mattick szóbeli közlése, 1987). Az ÖK – 3 szelvényen az alacsony dőlésszögű liszttrikus (?) normál vetők DK felé dőlnek, de a szeizmikus szelvény felbontása a medencében nem elégséges ahhoz, hogy ezeket a normál vetőket ilyen nagy mélységekben részletesebben vizsgáljuk.

A Békési medencétől É-ra húzódó kisebb vésztfői-árkon keresztül futó A – 13/A szelvényen az extenziós árkok újabb jó példáját látjuk (3, 5. ábra). Az árokban a synrift üledékek DK felé, az ÉNy-felé levető feltételezett normálvető felé dőlnek. A Kom – 3-as fúrásban nagyon vékony miocén (synrift) üledékeket tártak fel paleozóos gneisz felett. Ez a synrift-összlet az árok mély részei felé kivastagodik. A Kom – 3-as fúrás a postrift-üledékekben kialakult kis antiklinálist is harántolt, amit üledékes vetők határolnak. Elképzeltető, hogy ez az antiklinális a még postrift fázisban is tartó ferde (oblique) kompresszió következménye, de valószínűbb, hogy differenciális kompaktió hozta létre. Kisebb üledékes vetők láthatók az A – 13/A szelvény ÉK-i végénél is. Ezen kicsi helyi jelenségek eredete ismeretlen. Az A – 13/A szelvény északnyugati végénél egy balos oldaleltolódással kombinált D felé dőlő normálvető látható.

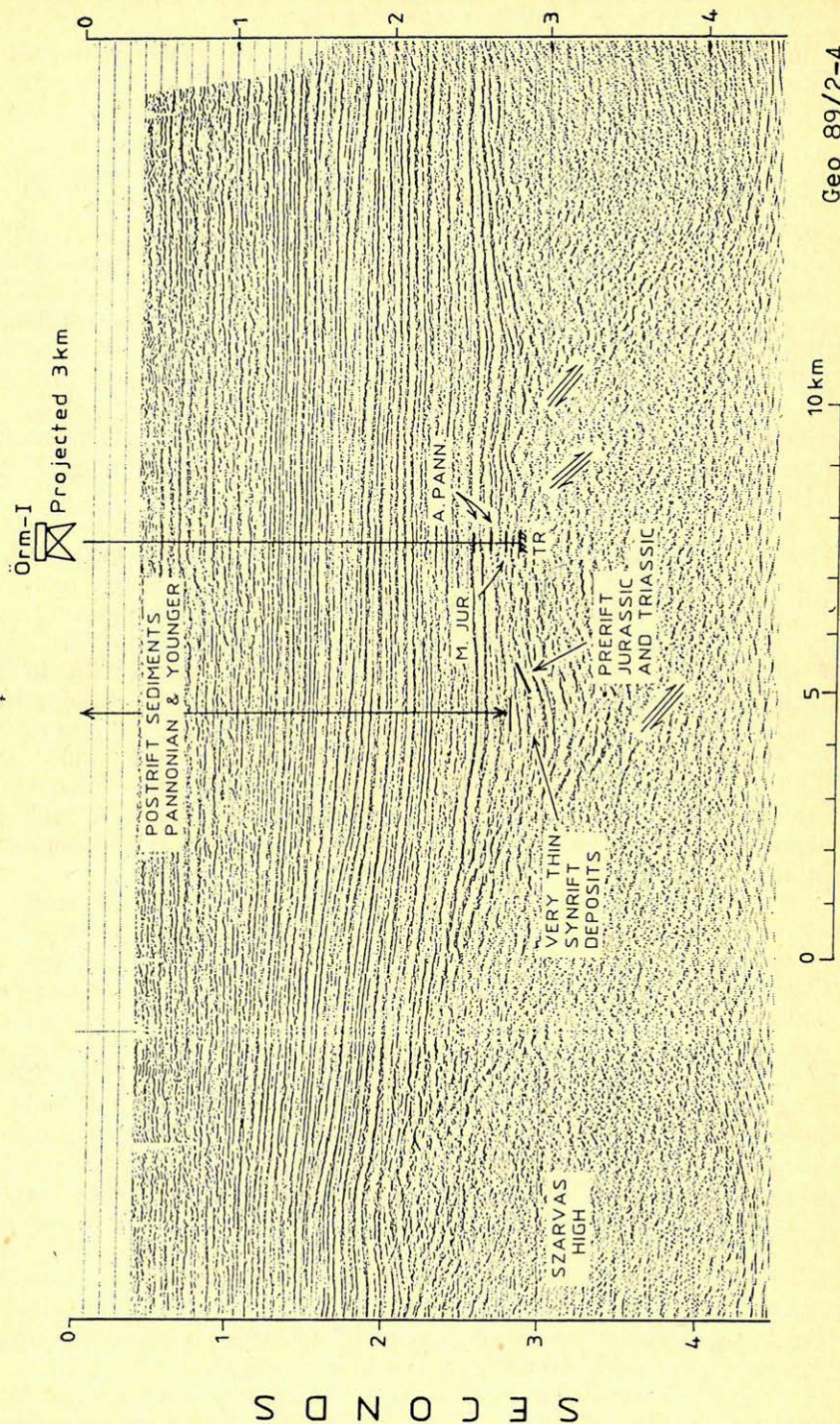
A Békési medence DNy-i szomszédja az ÉNy – DK-i irányítottságú Makói árok, ennek szerkezeti felépítése egyszerűbb, mint a Békési medencéé (6. ábra). Az árok hossz tengelyére merőlegesen bemért Ma – 16 szeizmikus szelvényen (6. ábra) enyhén aszimmetrikus extenziós árok rajzolódik ki. A neogén üledékek a medence DNy-i részén a legvastagabbak. A Makó – 2 fúrás adatai szerint a synrift üledékek vastagsága kicsi, akárcsak a Békési medencében, mint azt az ÖK – 3 és A – 13/A szelvényeken bemutattuk. A Makói árok DNy-i és ÉK-i szarmatáinak a medencealjzat felszínre lesimított, ezen ékelődnek ki (onlap) az árkot kitöltő postrift üledékek. A Makó – 2 fúrás vékony prerift (mezozóos) üledékeket is harántolt. A Ma – 16 szeizmikus szelvény reflexiós képe arra utal, hogy az árok középső részén vastagabb prerift (mezozóos) üledékes összletre lehet számítani. A medence szárnyait kis elvetési magasságú normálvetők tagolják, e vetők egy része nem is azonosítható. A Makói árok tengelyével párhuzamos, ÉK-felé dőlő fővető nehezen észlelhető az árkot metsző szeizmikus szelvényeken. A medencealjzat lesimított felszínre arra utal, hogy a riftesedést követően hosszú ideig tartó intenzív szubareális erózió előzte meg az emelkedő aljzatfelszínre rálapolódva kiékelődő postrift üledékek lerakódását.

Az ÖK – 3, A – 13/A és Ma – 16-os szeizmikus szelvényeken látható depresszió struktúrák szép példái az extenziós és/vagy oblique extenziós árkoknak

NW

Ök-3

SE

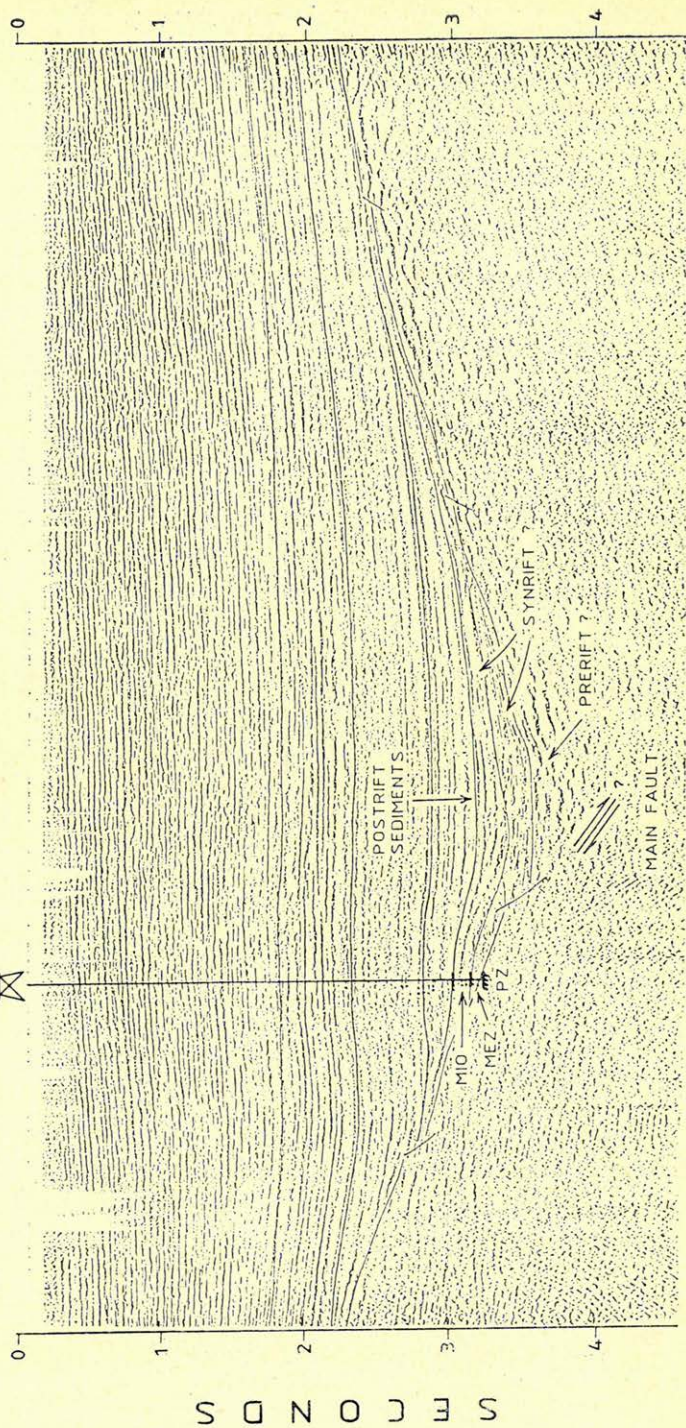


Ma-16 HÓD-MAKÓ BASIN

SW

NE

Makó-2



0 5 10 km

Geo 89/2-6

6. ábra. A makói árokban bemért Ma – 16 szeizmikus szelvény közepén nagy extenziós half-graben rajzolódik ki. Az árok bal oldalán északkelet felé dőlő, alacsony dőlésszögű normálvető látható

Рис. 6. Вытянутый полуграбен выделяемый на наблюдаемом в макойском грабене сейсмическом профиле Ма – 16. На левом склоне грабена виден нормальный сброс небольшого угла наклона в северо-восточную сторону.

Fig. 6. Seismic line Ma – 16 over the Hód – Makó Basin showing large extensional half-graben with northeast dipping, low-angle normal fault

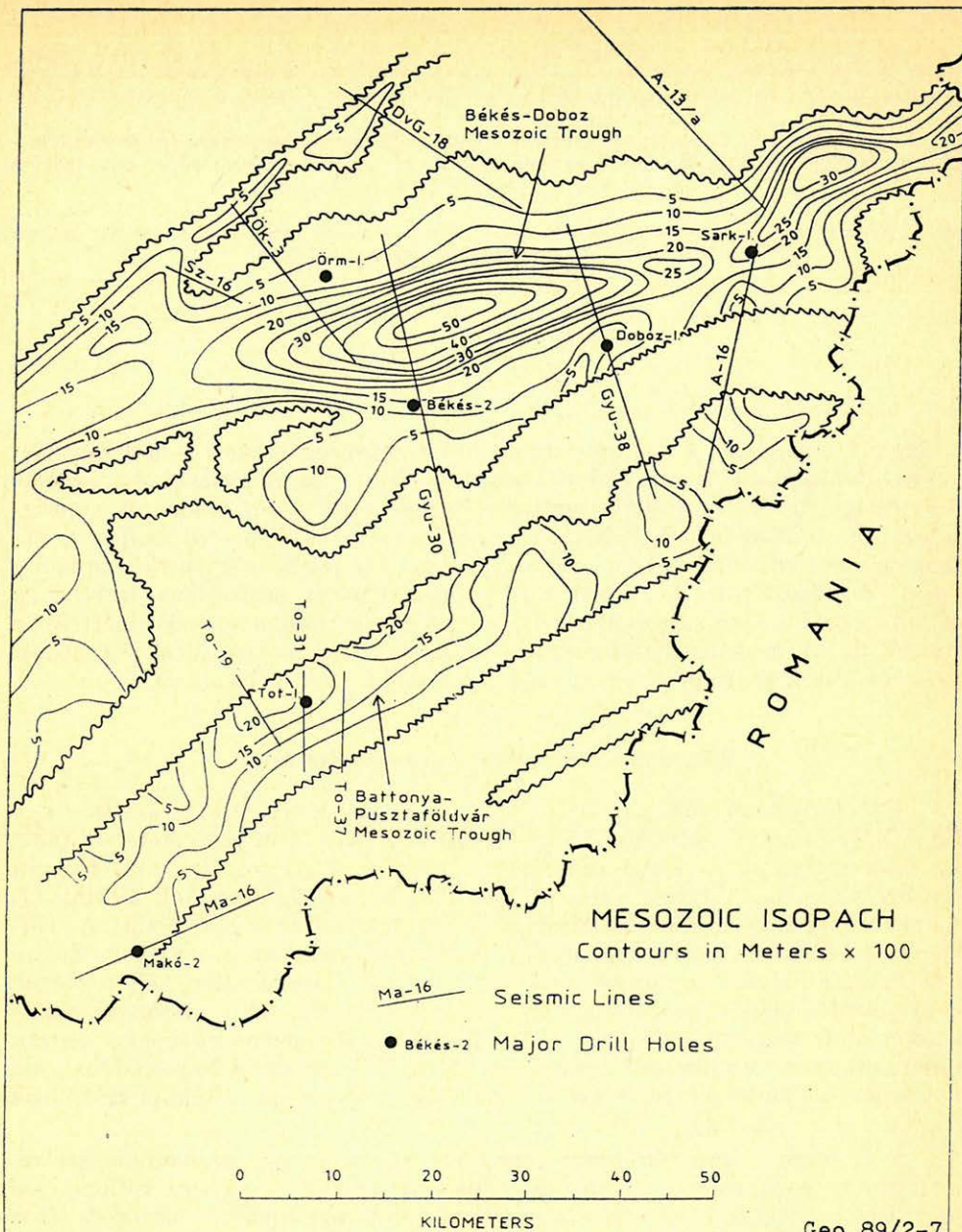
a vizsgált térségben. A legfigyelemreméltóbb jelenség ezeken a szelvényeken a synrift-üledéksor rendkívüli vékonysága. Bár nem rendelkezünk részletes biosztratigráfiai és kronosztratigráfiai információkkal ezen medencék synrift- és korai postrift-üledékeit illetően, a szeizmikus szelvénykép a riftesedést követően, de a postrift-üledékek lerakódását megelőzően, jelentős hiátusra és erózióra enged következtetni. A Békési medencében bemért szeizmikus szelvények szerint a korábbi vetők a postrift-fázis során nem vagy csak nagyon kis mértékben újultak fel. A medencealjzati magaslattok felett a kompaktáció által létrehozott üledékes vetők szeizmikus reprezentációit később fogjuk elemezni.

Battonya – Pusztaföldvár-i mezozoós árok

A térségben mélyült fúrások és szeizmikus szelvények (3. és 7. ábra) egy ÉK – DNy-i csapásirányú 10 – 15 km széles mezozoós árok jelenlétére utalnak. Az árok csapásiránya közel merőleges a neogén aljzat felszíne által formált Battonya – pusztaföldvári gerincre. Mezozoós vastagságtérképünk szerint (7. ábra) a mezozoós összlet vastagsága É-felé fokozatosan növekszik. A Tótkomlós – I fúrásban eléri a 2000 métert. A továbbiakban ezt az egységet „Battonya – pusztaföldvári mezozoós árok”-nak fogjuk nevezni. Meg kell jegyezni, hogy jelentős olaj- vagy gáztelepeket eddig nem tártak fel a mezozoós összlet felszíne alatt nagyobb mélységben. Mindazonáltal a neogén üledékekkel fedett, töredezett mezozoós kőzetek legfelső zónájához jó rezervoárok kapcsolódhatnak. E telepek szénhidrogén tartalma valószínűleg a neogén üledékekből származik (Clayton et al in press).

A Battonya – pusztaföldvári mezozoós árkot metsző szeizmikus szelvényeken a mezozoós sorozat É-felé dőlő, kis amplitúdójú szaggatott reflexiókkal jelentkezik, melyeket nehezen azonosítható vetők tagolnak. A mezozoós árok vetőkkel határolt voltát korábban az extenziós gráben struktúra bizonyítékként értelmezték, de ugyanez a jelenség rátalódásos modellel operálva is magyarázható. A To – 31 és To – 19 szelvények a mezozoós árok É-i, a To – 37 szelvény pedig annak D-i szárnyán került bemérésre (8, 9. és 10. ábra).

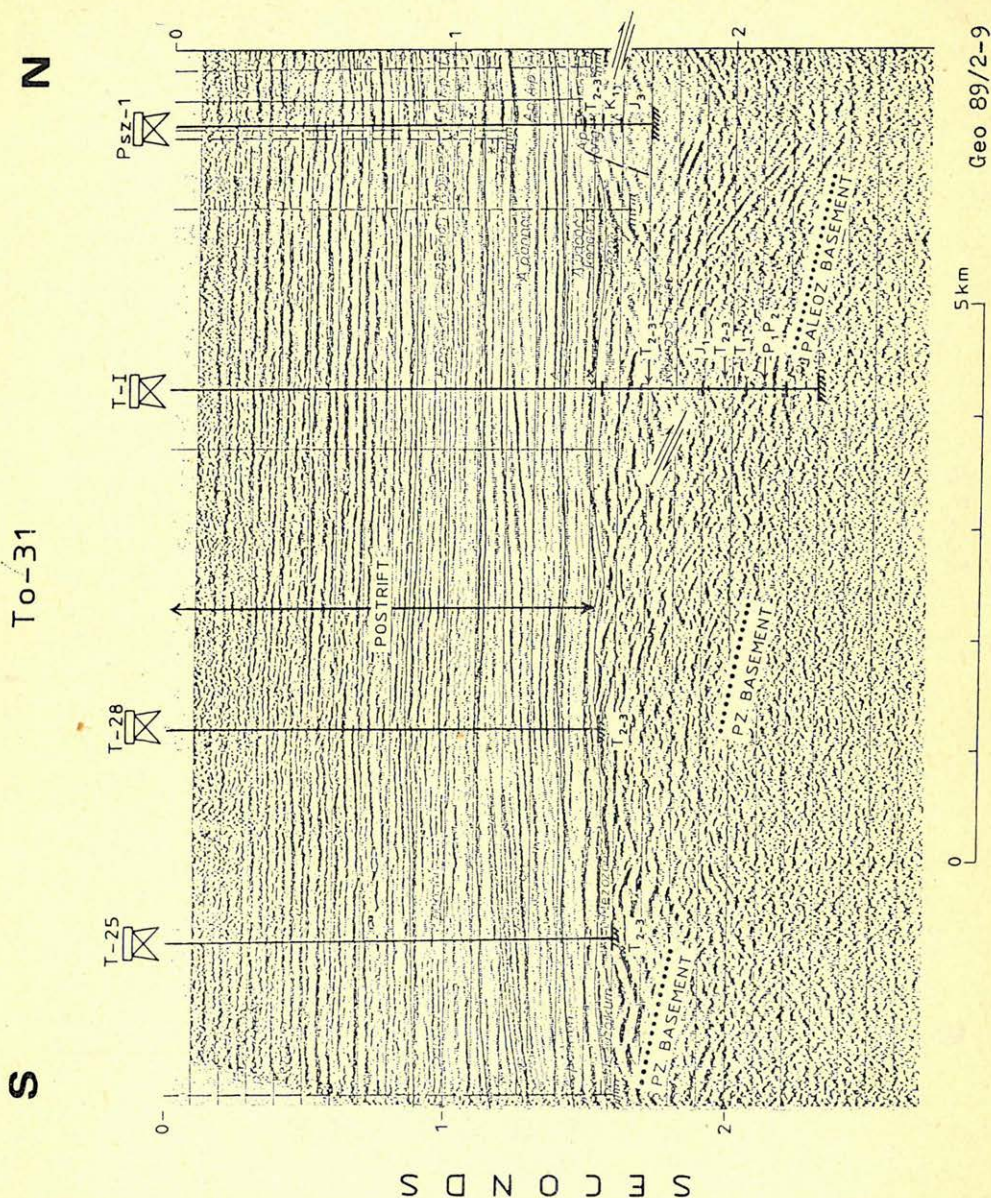
A To – 37-es szeizmikus szelvényen az É-felé elmélyülő paleozoós sorozat felett É-felé kivastagodó mezozoós szekvencia rajzolódik ki. A mezozoós sorozat belsejéből származó reflexiók amplitúdója kicsi. A paleozoós és mezozoós kőzetek közti kis sűrűség- és sebességkülönbség miatt az aljzat felszínéről sem kapunk erős reflexiókat. A To – 31 szeizmikus szelvény átmegy a T – I és a



7. ábra. DK-Magyarország mezozoós vastagság térképe mélyfúrási és szeizmikus adatok alapján. Az északi mezozoós öv a Békés-Doboz mezozoós árok, a déli a Battonya-Pusztaföldvári mezozoós árok

Рис. 7. Карта мощности мезозоя юго-востока Венгрии на основании скважинных и сейсмических данных. Северный мезозойский пояс - мезозойский грабен Бекеш-Добози, южный - мезозойский грабен Баттонья - Пустафельдвар.

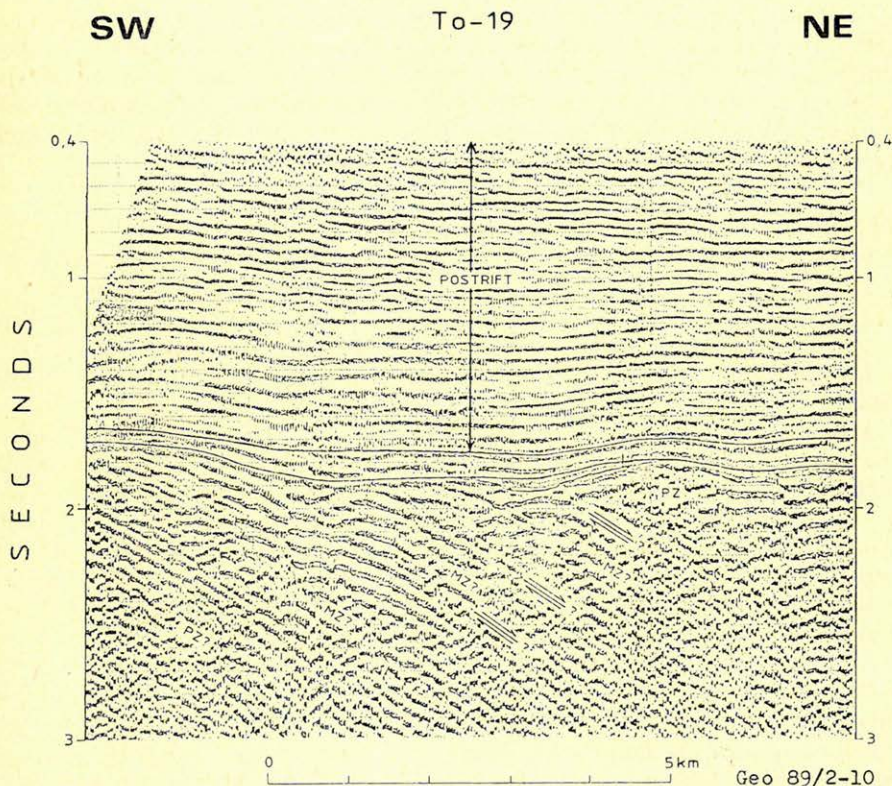
Fig. 7. Isopach map of SE Hungary showing inferred thickness of Mesozoic sedimentary rocks based on a combination of drill hole and seismic reflection profiles. The northern Mesozoic thickness anomaly is referred to as the Battonya-Pusztaföldvár Mesozoic through and the southern as the Békés-Doboz Mesozoic trough



9. ábra. A Battonya – Pusztaföldvári mezozoos árokban a Tótkomlós-I (T-I) fúráson keresztül bemért To-31 szeizmikus szelvény. A fúrásokban feltárt rétegismétlődések több feltolódási zónát valószínűsítnek (11. ábra). E feltolódási felületek valószínűleg a korai felsőkrétában, É-i vergenciával felgyűrődő, az Erdélyi Középhegységben hasonló kompressziós takarókhöz kapcsolódnak (1. ábra). A feltolódások valószínűleg a miocénben extenziós vetőkként felújultak

Рис. 9. Сейсмический профиль То — 31, проходящий через скважину Тоткомлош — 1 (Т-1) в мезозойском грабене Баттоня — Пустафёльдвар. Обнаруженное в скважинах повторение слоев подтверждает наличие нескольких зон надвигов (Рис. 11). Эти надвиговые поверхности вероятно связаны с покровами сжатия в раннем верхнем меле, смятые в северном направлении подобно Трансильванскому Среднегорию. (Рис. 1.) Надвиги вероятно возобновились в миоцене как горизонтальные сдвиги

Fig. 9. Seismic line To-31 over the center of the Battonya-Pusztaföldvár Mesozoic trough through the Totkomlos-I (Tot-I) drill hole. Age inversions in the Tot-I and other nearby wells suggest several thrust faults (fig. 11). These faults probably formed initially in the early Late Cretaceous as compressional nappes with northward displacement, similar to the nappes in the Apuseni Mountains (fig. 1). These faults may have been reactivated during the Miocene as extensional faults



10. ábra. A To-19 szeizmikus szelvény. A Battonya-Pusztaföldvári mezozoós árok északi szárnyán bemért To-19 szeizmikus szelvényen több északra dőlő tektonikus határfelület látható. Ezek valószínűleg a korai felsőkretában kompressziósan létrejövő takaróhatárok, amelyek mentén a miocénben extenziós vetődések mentek végbe

Рис. 10. Сейсмический профиль То-19. На расположенном на северном крыле мезозойского грабена Баттоня — Пустафёльдвар сейсмическом профиле То-19 видно несколько наклоненных к северу тектонических границ. Это, повидимому, границы покровов, возникших в результате сжатия в раннем верхнем меле, по которым в миоцене произошли боковые сдвиги

Fig. 10. Seismic line To-19 over the north flank of the Battonya-Pusztaföldvár Mesozoic trough showing interpretation with several north-dipping faults, which were probably compressional nappes during the early Late Cretaceous and extensional faults during the Miocene

Psz-1 fúrásokon (9. ábra). Mindkét fúrás rétegsorát a mezozoós üledékes sorozaton belüli krono-inverzió jellemzi, ami feltolódást bizonyít.

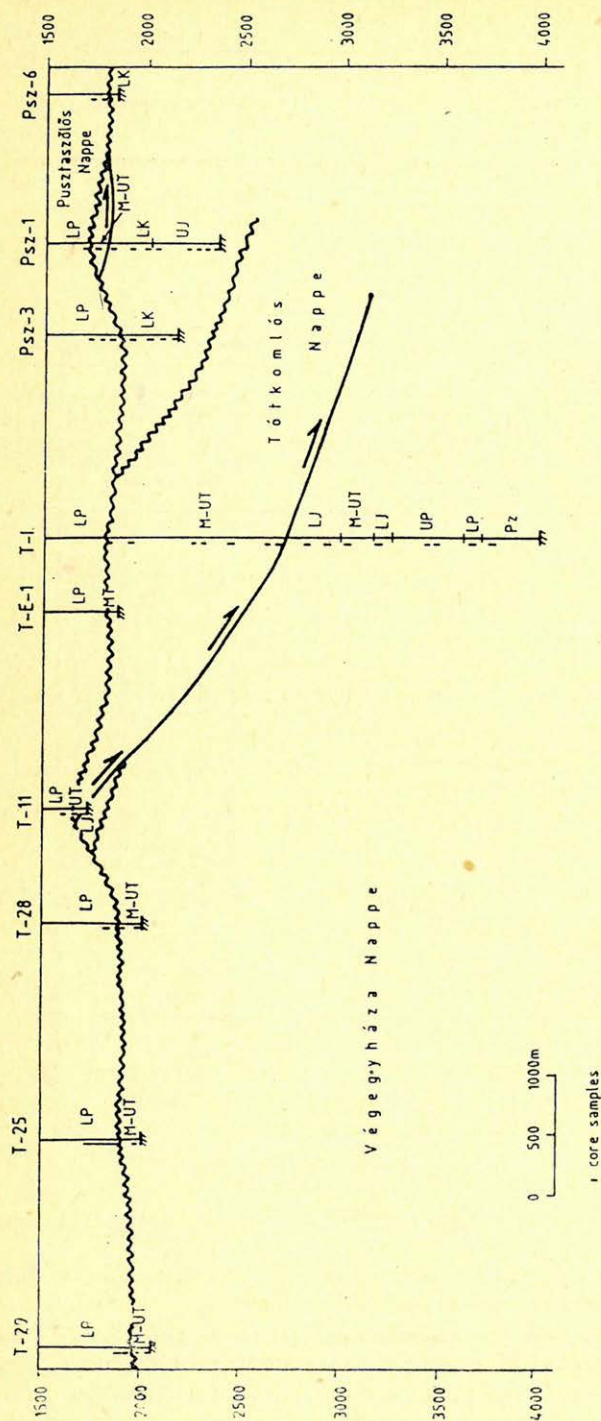
Az árok É-i szárnyán bemért To-19 szelvény jól illusztrálja, mennyire hirtelen végződik el az észak felé kivastagodó mezozoós összlet. A To-19 szelvény szeizmikus struktúráját korábban dél felé dőlő meredek normálvetővel határolt mezozoós árokként értelmezték. A fúrómagok korábbi vizsgálati eredményeit reambulálva és összevetve a szeizmikus struktúrákkal, arra a következtetésre jutottunk, hogy az árkot kitöltő mezozoós sorozaton belül két vagy több É-felé dőlő feltolódás húzódik (11, 12, 13. és 14. ábra). A Battonya-Pusztaföldvári árok mezozoós képződményeinek litológiai kifejlődése É-i vergenciával egymásra toldódó – az Erdélyi Középhegységekhez (Munti Apuseni) hasonló – allochton takarók jelenlétére utal (15. ábra). A feltolódásokra utaló fúrási adatok fényében a To-19 szelvény (10. ábra) É-felé dőlő szeizmikus felületei olyan kréta korú kompressziós feltolódásokként értelmezhetők, amelyek a miocénben extenziós vetőként felújultak. Bár a szeizmikus szelvénykép nem egyértelmű, a deformációk extenziós vagy kompressziós jellegének eldöntéséhez a fúrási adatok reambulálásának eredményei meggyőzően alátámasztják a kompressziós takaró struktúrák létét és azok kréta korát.

Békés – Doboz-i mezozoós árok

A Békési medence középső részén egy ÉK – DNy-i irányú mezozoós árok húzódik a neogén-üledékek alatt (7. ábra). E 20 – 50 km széles árokban a mezozoós üledékek vastagsága eléri az 5 km-t. A mezozoós árok déli szegélye egybeesik a neogén medencealjzat térképén (3. ábra) Békés, Doboz és Sarkad vonalában húzódó hátsággal. Ezt a mezozoós zónát dolgozatunkban „Békés – Doboz-i mezozoós ároknak” fogjuk nevezni.

A Békés – Doboz – Sarkad vonalában húzódó hátsághoz és a Békés – Doboz-i mezozoós árokhoz kapcsolódó szeizmikus struktúrákat három szeizmikus szelvényen (A – 16a/m, Gyu – 38, és az 5000 m mély Békés – 2 fúráson átmenő Gyu – 30) mutatjuk be (16, 17, 18. ábrák). Mindhárom szelvényen É-felé dőlő alacsony frekvenciás reflexiók láthatók a prerift összletben. E reflexiók felett deformált mezozoós üledékek találhatók. A korábbi értelmezések szerint ezen alacsony frekvenciás reflexiók D-i vergenciájú kréta feltolódást vagy a paleozoós alaphegység felszínét reprezentálják.

Az 1986-ban lemélyített 5500 m mélységű, a Békés – 2 kutatófúrás 3339 és 5500 m között tárt fel részben áttolódott mezozoós sorozatot (18. és 20. ábra). A fúrás 3339 és 4145 m között normál települési sorrendben kréta-júra-triász üledékeket harántolt, majd 4145 – 5500 m között előbb felső, majd alsókrétaképződményeket feltárva, felsőtriász-sorozatban állt le (20. ábra). A Békés – 2 fúrásban átfúrt mindkét mezozoós sorozat litológiája hasonlít az erdélyi-Középhegység Autochton egységéhez (21. és 22. ábra). Az Erdélyi-Középhegységben allochton takarók toldódtak D felől a Bihari Autochtonra a felsőkréta elején (Bleahu et al 1981). A Békés – Doboz mezozoós árokban az alacsony frekvenciás reflektorok jelenlegi É-i dölése (16, 17, 18. ábra) valószínűleg a Bihari Autochton felsőkréta késői stádiumú gyűrődésének és/vagy a miocén extenziós rotáció eredménye. A Békés – 2 fúrásban harántolt feltolódási felület a Gy – 30-as szeizmikus szelvényen egy a felsőkréta-takaró bázisánál húzódó D-i dőlésű reflexióval esik egybe (18/B ábra). Az alacsony frekvenciás reflexiók az alsó (autochton?) mezozoós egységben húzódnak. A Békés – 2 fúrásban végzett Gy – 30 VSP mérések (Lee és Göncz in press) és a Gy – 30 szelvény mentén végzett



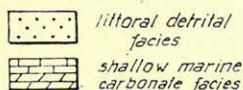
Geo 89/2-11

11. ábra. É-D-i irányú földtani szelvény a T-I fűrészen keresztül. A szelvényben látható három rétegmétlődés legáltalánosabb két feltételezési zónát valószínűsít. Az ezek közötti takarókat Végegyháza Takarónak, Tótkomlós Takarónak és Pusztaszőlősi Takarónak neveztük el

Рис. 11. Геологический разрез проходящий через скважину Т-1 в направлении северо-восток. Наблюдаемое на профиле трёхкратное повторение слоев подтверждает по крайней мере две зоны наливов. Покровы между ними названы Вегедьхазский покров, Тоткомлошский покров и Пусташёлдварский покров

Fig. 11. North-south section of drill holes through the Tot-I well documenting three age inversions and at least two probable overthrust or nappe structures. The name of the nappes are: Végegyháza nappe, Tótkomlós nappe and Pusztaszőlősi nappe

Chrono- stratigraphic units	Lithostratigraphic		Virtual thickness m	Occurrence
	units	facies		
CRETACEOUS	upper			
	middle			
	lower	Pusztaszőlös Marl Formation	grey, dark grey reddish brown foli- ated shale, arg. marl, calcareous marl with local sandst. interbeds	19-173 KaszD, Psz, PszK, Pf Psz, TK, Med
JURASSIC	malin			
	dagger			
	liassic	Moneasa Limestone Formation	brownish grey, to reddish brown limestone with, calcite veins	> 100 Psz, Pf, T
TRIASSIC	upper	Békés Formation	light grey dolomite brownish grey dolom. dark grey marly lms.	> 6 - > 551 Csa, Kasz, KaszD, Psz, Pf, T, TK, VégNy Med, T Csal, T,
	middle	Szeged Dolomite Form.	dark grey dolomite	> 7 - 145 Csa, Oras, T, TK, VégNy
	lower	Werfen Formation	variegated shale red sandstone with anhydrite	9 - 174,5 Csa, Domb, Kev, Nsz, T
		Sandstone Formation	grey, purplish cherty sandstone	> 2,3 - 58 DombNy

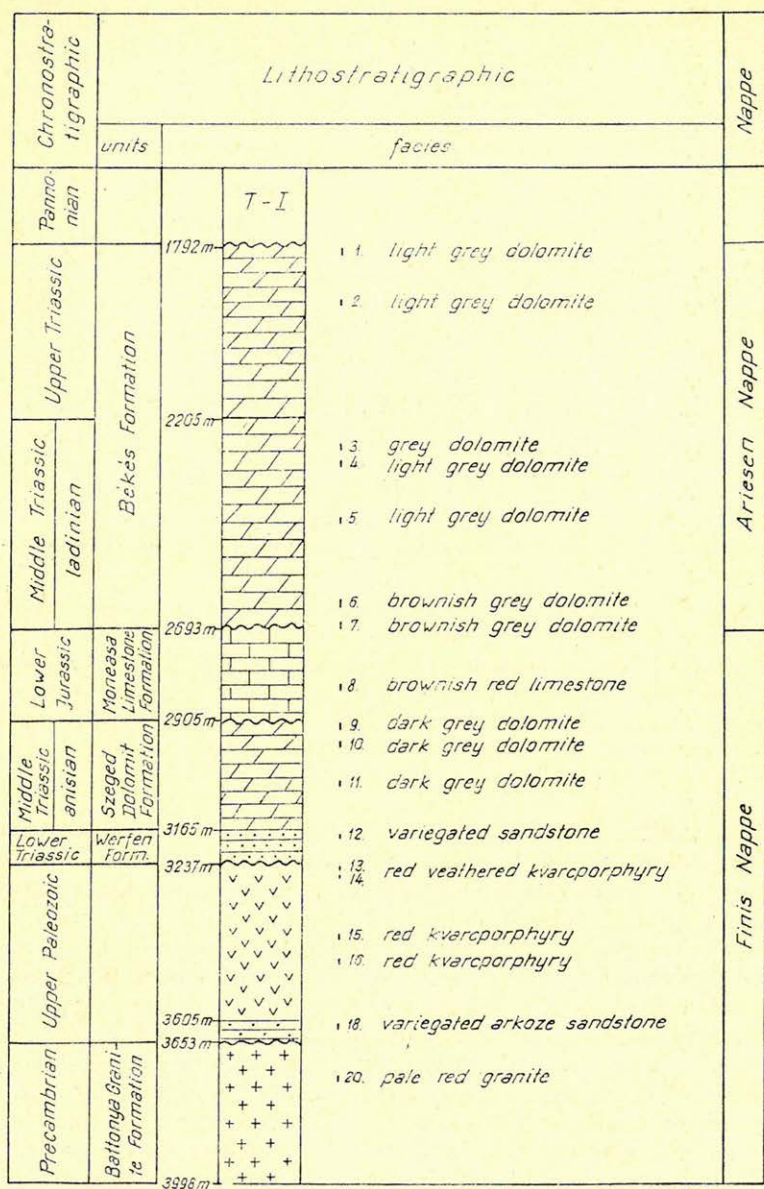


Geo 89/2-12

12. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári mezozoos árkot kitöltő mezozoos képződmények litosz-
tratigráfiai viszonyait összefoglaló táblázat

Рис. 12. Таблица обобщающая литостратиграфические условия мезозойских образований,
заполняющих мезозойский грабен Баттони-Пустафельдвар

Fig. 12. Lithostratigraphic summary of the Mesozoic sedimentary rocks in the Battonya–Pusztaföldvár Mesozoic trough








Geo 89/2-13

13. ábra. A Tótkomlós – I fúrás rétegsora (a magfúrások helyének, az egyes egységek korbesorolásának és litológiai kifejlődésének feltüntetésével)

Рис. 13. Стратиграфическая колонка скважины Тótkomлós – I с указанием места скважины, возраста отдельных единиц и литологического состава

Fig. 13. Well summary of the Tótkomlós – I well showing core locations, ages, and lithologies

Chronostratigraphic		Lithostratigraphic			Nappe
		units	facies		
			Psz-1		
Upper Triassic	Békés Form.	1717m		8. 9. 10. 11. light grey brecciated dolomite	Ari- esen
Lower Cretaceous	Pusztaszőlős Marl Formation	1810,5m		12. 13. 14. 15. dark grey foliated argillaceous	Finis
				16. dark grey foliated argillaceous	
Upper Jurassic			2077m		
		2361m		19. 20. grey calcareous marl	

Geo 89/2-14

14. ábra. A Pusztaszőlős-1 fúrás rétegsora (a magfúrások helyének, az egyes egységek korbekorolásának és litológiai kifejlődésének feltüntetésével)

Рис. 14. Стратиграфическая колонка скважины Пустафельдвар-1 с указанием места скважины, возраста отдельных единиц и литологического состава

Fig. 14. Well summary of the Psz-1 well core locations, ages, and lithologies documenting another age inversion

szeizmikus modellezés (Miller és Véges *in press*) eredményei arra utalnak, hogy a mezozoós összlet belsejében gyenge folyamatosságú kis akusztikus impedanciájú közbetelepülések találhatók. Ezeket azonban nem lehet néhány km-nél nagyobb távolságon térképezni. Valószínű, hogy a Békés-2 fúrásban kimutatott feltolódáson túlmenően jelentős belső gyűrődésekre is számítani lehet a mezozoós sorozat belsejében. A gyenge, nem folytonos reflektorok a Békés-Dobozi mezozoós árkot metsző szeizmikus szelvényeken az összlet nagy (5000–6000 m/s) szeizmikus sebességével magyarázhatók (Lee és Göncz *in press*). Bár a Sark-I és a Békés-2 fúrásokban feltárt áttolódott sorozat litológiai képe hasonlít az Erdélyi Középhegység Bihari Autochtonjához (21, 22. ábra), a diszkontinuális szeizmikus reflexiók és a fúrómag-vizsgálatok eredményei (Phillips és Révész *in press*) arra utalnak, hogy a Békés-Dobozi mezozoós árkot kitöltő mezozoós képződményeket lokálisan intenzív kompressziós gyűrődések és feltolódások érték a felsőkrétában. E struktúrákra a miocén extenziós fázisban létrejövő repedezettségre rázuperponálódott.

Neogén üledékes vetők

Bár a Békési medencében a neogén sorozat nagyrészt deformálatlan postrift-üledékek alkotják, néhány K, ÉK irányú üledékes vető is előfordul a Szarvasi, Dévaványai, Szeghalmi és Sarkadkeresztúri alaphegységi kiemel-

Chrono- stratigraphic units			Codru Nappe System (Bleahu, M. et al. 1981)		
			Finis Nappe	Dieva Nappe	Arieseni Nappe
CRETACEOUS	upper				
	middle				
	lower	Pusztaszőlős Marl Form.	flysch like form	flysch like form	
JURASSIC	malm		Lms. with Saccocoma		
	dogger				
	liassic	Moneasa Lms. Form.	Moneasa Lms. Kössen Form.		
			Dachstein Lms. Codru Form.		
TRIASSIC	upper	Békés Form.	Rosia Form.	Tarcaila Dolomite Dachstein Lms. Claptescu Dolomite	light dolomites lms., dolomites
	middle	Szeged Dolomite Form.	dark grey dolomites	Rosia Form.	Rosia Lms.
	lower	Werfen Form.			
		Sandstone Form.	Werfen Form.	Werfen Form.	Werfen Form.

Geo 89/2-15

15. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári árok mezozóos képződményeinek korrelációja az Erdélyi Középhegységi mezozóos takarókkal

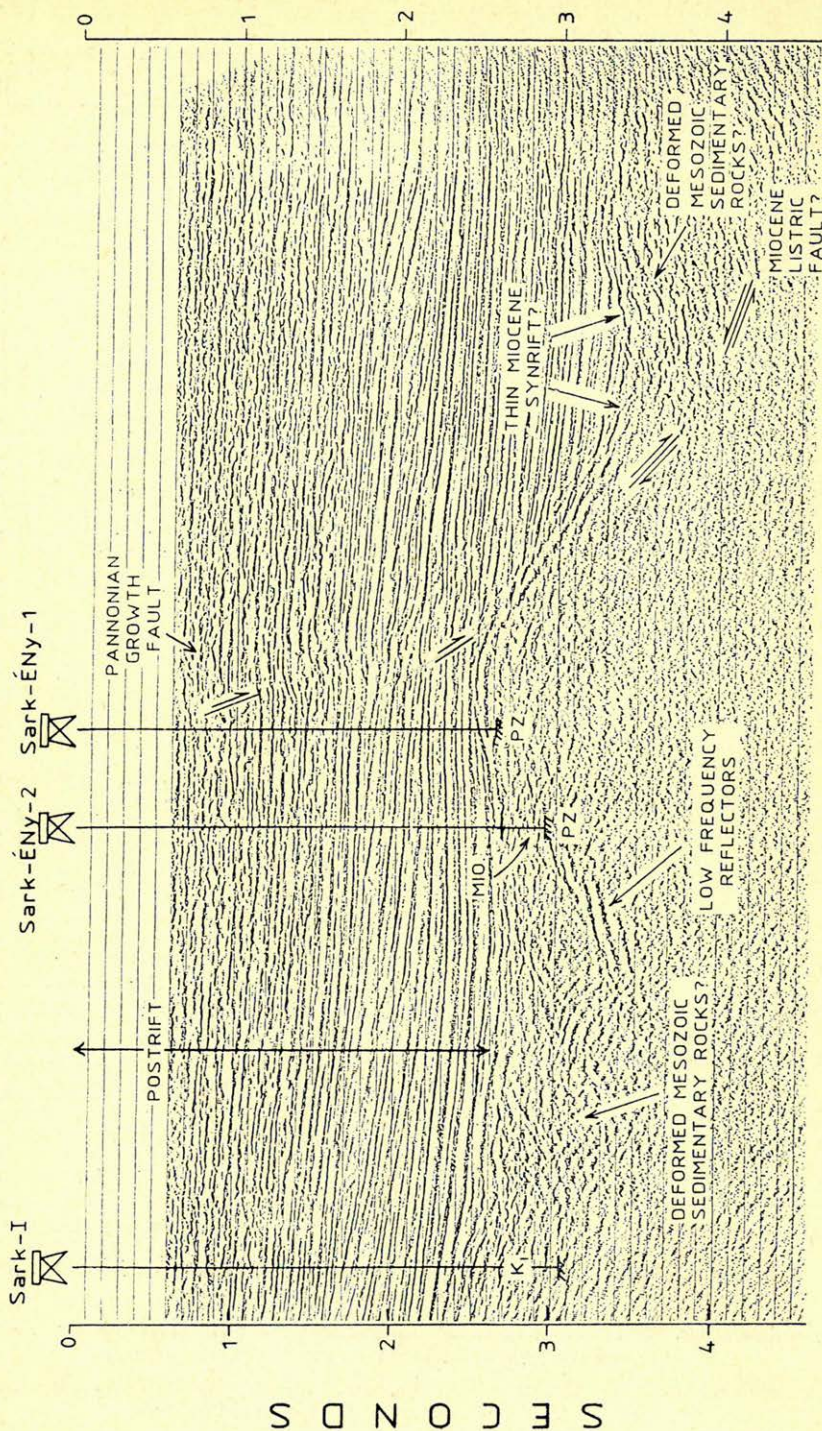
Рис. 15. Корреляция мезозойских образований грабена Баттонья–Пустафёльдвар с мезозойскими покровами Трансильванского Среднегорья

Fig. 15. Inferred correlation of the Mesozoic sedimentary rocks in the Battonya–Pusztaföldvár Mesozoic trough to the nappes in the Apuseni Mountains

A-16/a/n

S

N



Geo 89/2-16

16. ábra. A Sarkadkeresztúr–I fúrások és a Sarkad-i szerkezeten keresztül bennért A–16a/m szeizmikus szelvény. A Sark–I fúrás rétegsorában kor-inverzió bizonyított (19. ábra). A szelvényen a medencealjzatban belüli alacsony frekvenciás reflexiók észak felé dőlnek. E reflexiók valószínűleg a Sark–ÉNy–1 fúrásban feltárt paleozoós aljzat felszínét reprezentálják. A paleozoós alaphegységre repedezett miocén kőzetek települnek a Sark–ÉNy–2 fúrásban (Phillips és Révész in press). A Békés–Doboz mezozoós árok keleti extenziós részét (7. ábra) kitöltő mezozoós üledékek hasonlítanak az Erdélyi Középhegység Bihari Autochton egységének kőzeteihez (19. és 22. ábra)

Рис. 16. Сейсмический профиль, проходящий через скважины Шаркадкерестура и Шаркафкерестурскую структуру. В разрезе скважины Sark–1 доказана инверсия возраста пород (Рис. 19). На профиле в пределах фундамента низкочастотные отражения наклонены на север. Эти отражения связаны по всей вероятности с поверхностью палеозойского основания, вскрытого в скважине Sark–ÉNy–1. На палеозойский фундамент наложился трещиноватые миоценовые породы в скважине Sark–ÉNy–2 (публикация Филлиса и Ревеса). Мезозойские осадочные отложения, заполняющие восточную экстензионную часть мезозойского грабена Бекеш–Добоз похожи на породы Бихарского автохтона Трансильванского Среднегорья. (Рис. 19 и 22).

Fig. 16. Seismic line A–16a/m over Sarked high with Sark–I well, which has an age inversion (fig. 19). In this section the low frequency reflectors of the basement dip to the north and appears to correlate with the Paleozoic basement rocks drilled in the Sark–ÉNy–1 well. Fractured Miocene rocks occur above the Paleozoic basement in the Sark–ÉNy–2 well (Phillips and Révész, this volume). Deformed Mesozoic sedimentary rocks occur in the eastward extension of the Békés–Doboz Mesozoic Trough (fig. 7), which are similar to the rocks in the Bihar autochton part of the Apuseni Mountains (figs. 19. and 22)

kedések felett (5, 16, 23, 24. és 25. ábra). Az Szr–16 és DvG–18 szeizmikus szelvényeken görbült üledékes vetők láthatók a Szarvasi és Dévaványai kiemelkedések szárnyain (23, 24. ábra). Az A–16a/m szelvényen szintén jól fejlett growth fault látható a Sarkadkeresztúri szerkezet felett (16. ábra). Ezek az ívelt üledékes vetők és a hozzájuk kapcsolódó roll-over antiklinálisok felvetik azt a lehetőséget, hogy az oldalelmozdulások (vagy az oblique extenziós mozgások), melyek a miocén riftesedés idején voltak a legintenzívebbek, még a felső miocénben és a plio-pleisztocénben is aktívak voltak – legalábbis a medence egy részén. Egy másik lehetőség szerint ezek az üledékes vetők kompaksiós jelenségek, amit az alaphegységi magaslát és két oldala közti differenciális tömörödés hozott létre. Pogácsás (1987) kimutatta, hogy az összes neogén-üledékes vető olyan alaphegységi magaslátok felett található, amelyek a delta progradáció irányára közel merőlegesek, tehát a progradáló delta által lerakott üledékek szinte átbuktak az alaphegységi kiemelkedés felett. Bár az üledékes vetőket elsősorban kompaksiós eredetűnek véljük, ez nem zárja ki azt a lehetőséget, hogy az alaphegységet vagy a prerift üledékes kőzeteket a miocénben jelentős vízszintes elmozdulást okozó oldaleltolódás és/vagy oblique extenziós hatás érte. Nem zárjuk ki a postrift-fázisban (késő miocéntől napjainkig) lezajló jelentős vízszintes elmozdulás lehetőségét sem. A vertikális elvetési magasság az üledékes vetők esetében 100 m-es nagyságrendű. A középső miocén riftesedés és oldalelmozdulások során nagyon valószínű, hogy 1 km-nél nagyobb vízszintes elmozdulások is végbementek. Az üledékes vetők kialakulása – bár késői oldaleltolódás és extenzió sem kizárt – véleményünk szerint a kompaksiós modellel magyarázható.

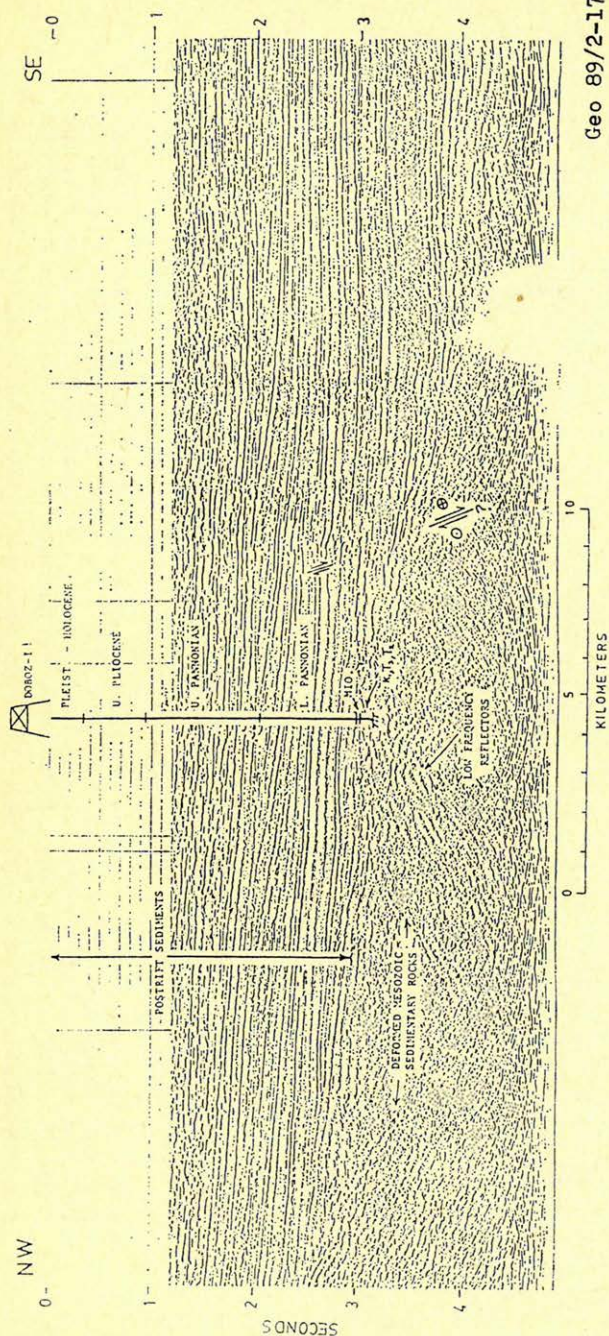
A Békési medence szeizmikus szelvények és mélyfúrások alapján kimutatott fő tektonikai elemeit összefoglaló térképét a 25. ábrán mutatjuk be. A nagy extenziós és oblique extenziós vetők feltehetőleg miocén korúak. A térképen a feltételezett kréta vetőket is ábrázoltuk. A Békési medencében a vastag synrift üledékek hiánya és a rossz szeizmikus felbontás a mezozoós üledékes kőzetekben a fő törések azonosítását nehezíti. A Pannon-medencét a középső-felsőmiocénben ÉK-i irányú oldaleltolódások, helyi extenzió, oblique extenzió és oblique kompresszió jellemezte (Horváth F. szóbeli közlése 1986). Vizsgálataink során kréta-feltolódásokat vagy takarókat mutattunk ki a Békés–Dobozi és Battonya–Pusztaföldvári mezozoós árkokban. A Békés–2 fúrás legújabb eredményei valamint a Battonya–Pusztaföldvári mezozoós árok fúrásainak általunk újraértelmezett adatai alapján a Békési medence aljzatában több (kréta) allochton takaró található. Ezek a takarók valószínűleg a kréta kori deformációk késői fázisában alakultak ki és a miocén riftesedés (és oldaleltolódás) során tovább deformálódtak. Az alacsony dőlésszögű kréta feltolódási síkok többsége valószínűleg felújult a miocén extenzió során. A Békés–Dobozi mezozoós árok mezozoós kőzeteit az Erdélyi-Középhegység Bihari Autochton egységéhez hasonlóan feltolódások és intenzív gyűrődések érték. A takaróképződéshez nem társultak jelentős felsőkréta oldaleltolódások. Bár van néhány vető a neogén üledékekben is, ezeket valószínűleg a differenciális kompaktáció és nem postrift fázisú vízszintes elmozdulások hozták létre.

A neogén oldalelmozdulások és extenziós deformációk a Békési medencében hirtelen kezdődtek, gyorsan végbementek (középső-felsőmiocén), majd ugyancsak hirtelen végetértek. A Békési medence a synrift fázisban „éhező” medence volt, a postrift-fázisban viszont nagy tömegű delta és mocsári üledékek rakódtak le (Mattick et al in press).

Következtetések

1. A Békési és a Makói depresszió extenziós vagy oblique extenziós aszimmetrikus árkokat formál. Az árkokat valószínűleg K – ÉK irányú oldalelmozdulások hozták létre. Ilyen elmozdulásokkal számol Horváth (1986) modellje. A synrift-üledék vékony volta és a gyenge szeizmikus felbontás a mezozoós képződményekben nagyon nehezíti a mezozoós árok belső szerkezetének és az alaphegységi vetők biztonságos felismerését. Nincsenek biztos reflexiókkal jelentkező jól felismerhető liszttrikus vetők. A nagyon vékony synrift üledékek azt jelzik, hogy a Békési medence éhező üledékgyűjtő volt a riftesedési fázisban. A Pannon-medencébe behordott törmelék abban az időben vagy a lepusztulási területhez közelebb eső medencékben rakódott le, vagy távolabbi üledékgyűjtőkbe szállítódott (Fekete-tenger, Földközi-tenger).

2. A Békés–2 fúrás adatai bizonyítják, hogy a Békés–Dobozi mezozoós árok aljzatában kis vízszintes komponenssel bíró felsőkréta eleji feltolódás van. A Battonya–Pusztaföldvár mezozoós árok fúrási adatainak újraértelmezése alapján két vagy több északi vergenciájú takaró mutatható ki. Ezen kréta-takarók geometriája hasonló az Erdélyi-Középhegység Kodru takarójához. A mezozoós kőzetekben levő összetett szerkezeti csapdák kellő porozitás esetén lehetőséget adnak a szénhidrogének nagyobb mélységben történő csapdázódására. A néhány fúrásban tapasztalt 10–20%-os sebesség- és sűrűségcsökkenés repe-

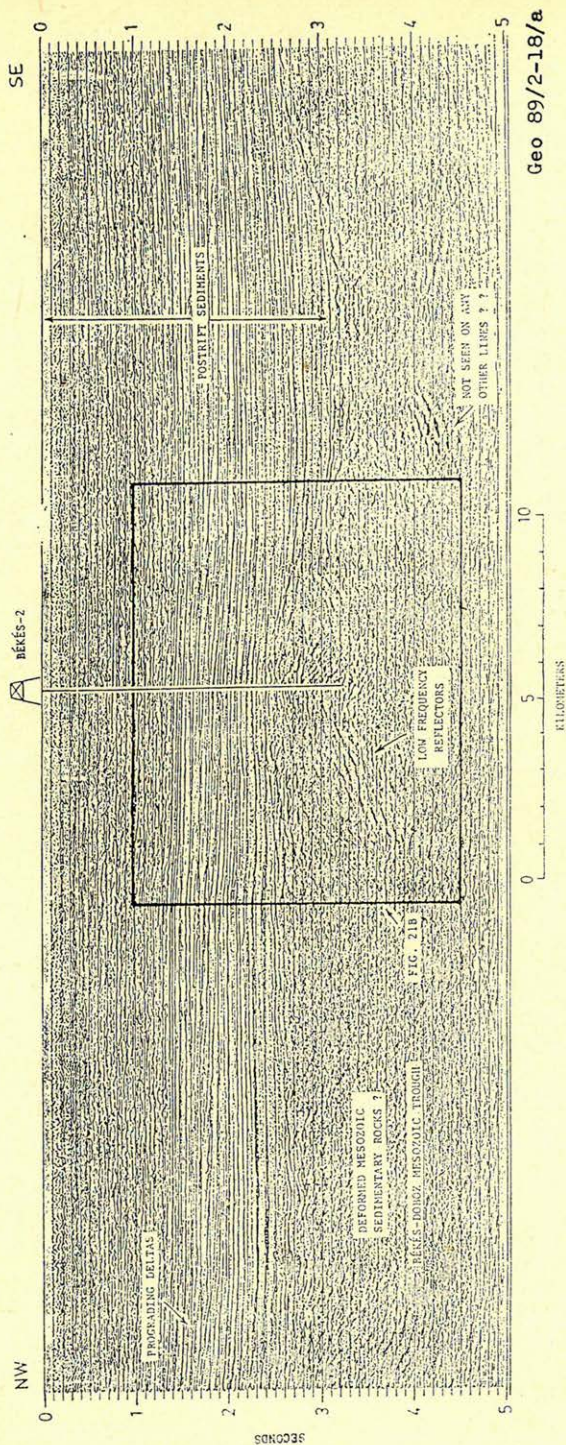


17. ábra. A Békés – Doboz mezozoos árkon és a Doboz – 1 fúrás keresztül bemért Gyu-38 szeizmikus szelvény. E fúrás normál települési sorrendben alsókréta, felsőtriász és középsőtriász rétegsort tart fel, mely a Bihari Autochtonnal korrelálható

Рис. 17. Сейсмический профиль Gyu-38, проходящий через скважину Добоз – 1 и Бекеш–Добозский мезозойский грабен. Эта скважина вскрыла разрез в нормальном порядке залегания – нижний мел, верхний и средний триас, что коррелируется с Бихарским автохтоном

Fig. 17. Seismic line Gyu-38 over the Békés – Doboz Mesozoic through the Doboz – 1 well, which encountered a normal age sequence of Lower Cretaceous, Upper Triassic, and Middle Triassic sedimentary rocks which are similar to the Bihar autochthon

GYU-30

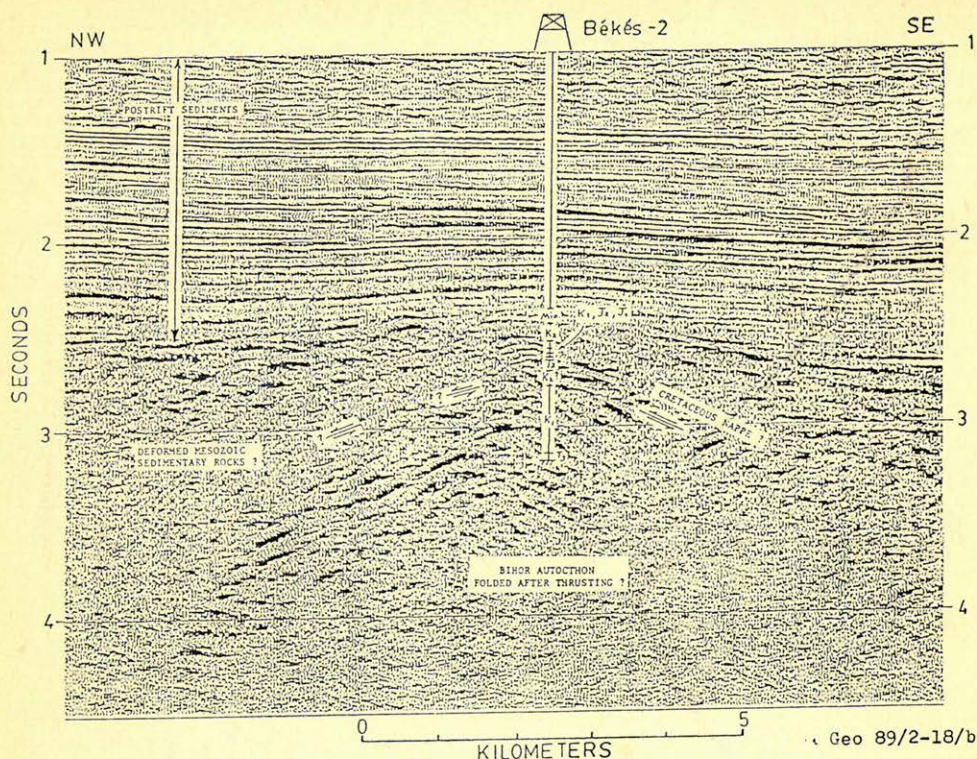


Geo 89/2-18/a

18. ábra. A Békés-2 fúrásán keresztül, a Békés-Doboz mezozoos árokban bemért Gyu-30 szeizmikus szelvény. A Békés-2 fúrás áttolt rétegsort harántolt (18/A, 19. és 20. ábra). A fúrásban feltárt mezozoikum litológiailag az Erdélyi Középhegység Bihar Autochthonjához hasonlít (21. és 22. ábra). A Békés-2 fúrás környékének részletes értelmezése a 18/B ábrán látható

Рис. 18/a. Сейсмический профиль Gyu-30, проходящий через скважину Бекеш-2 и через Бекеш-Добозский мезозойский грабен. Скважиной Бекеш-2 был вскрыт свинутый разрез. (Рис. 18/a, 19 и 20). Вскрытый скважиной мезозой литологически сходен с Бихарским автохтоном Трансильванского Среднегорья. (Рис. 21, 22). Детальная интерпретация окрестности скважины Бекеш-2 показана на рисунке 18/в.

Fig. 18. Seismic line Gyu-30 over the Békés-Doboz Mesozoic trough and very near the Békés-2 well. An age inversion occurs in the Békés-2 well (figs 18/A, 19, and 20), but all of the Mesozoic lithologies in the Békés-2 well are similar to the Bihar autochthon area of the Apuseni Mountains (figs. 21 and 22). See Figure 18/B for details near the Békés-2 well



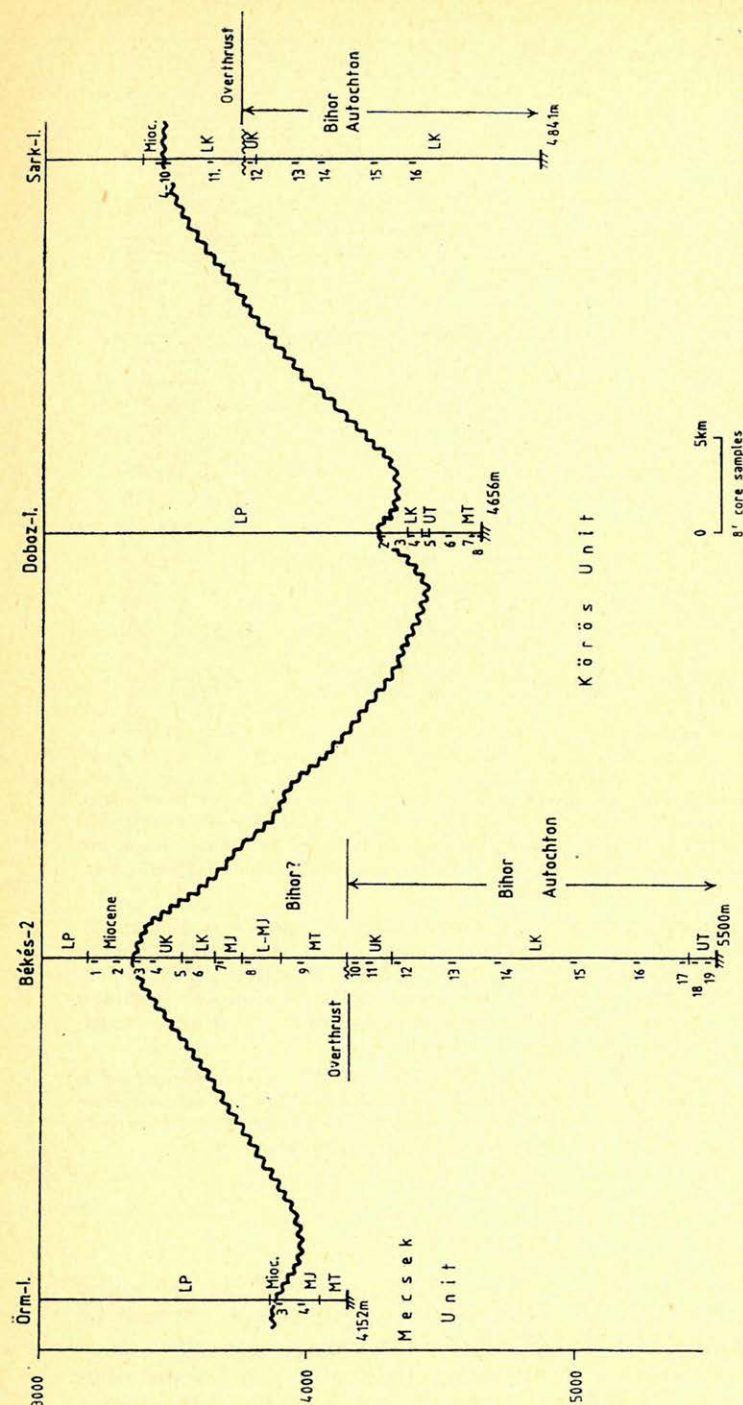
18. ábra. A Gyu-30 szeizmikus szelvény egy kinagyított részlete a Békés-2 fúrás térségében. A mezozoos sorozaton belül rétegismétlődést mutattak ki. A szelvényen 2.5 és 2.7 sec között délkelet felé dőlő reflektáló felület jelzi a felsőkréta takaró alsó határát. A fúrásban feltárt alsó mezozoos sorozatot a 2.7 és 3.1 sec közötti északnyugat felé dőlő alacsony frekvenciás reflexiók reprezentálják

Рис. 18/а. Фрагмент сейсмического профиля Гю-30 в области скважины Бекеш-2. В пределах мезозойского разреза выявлено повторение слоев. Отражающая поверхность с наклоном на юго-восток, отмечающаяся на профиле на времени между 2.5 и 2.7, обозначает нижнюю границу покрова верхнего мела. Вскрытый скважиной разрез нижнего мезозоя представлен низкочастотными отражениями на временах между 2.7 и 3.1 с. Отражение имеет наклон на северо-запад.

Fig. 18. Larger scale display of the Gyu-30 profile near the Békés-2 well showing age inversion in the Mesozoic section. The southeast dipping reflectors between 2.5 and 2.7 seconds correlate with the overthrust Cretaceous nappe. The deeper Mesozoic section between 2.7 and 3.1 seconds appear to correlate with the northwestdipping, low-frequency reflectors

dezett vagy kavernás porozításra utal. Sajnos DK-Magyarországon az eddig vizsgált mezozoos képződmények nem bizonyultak anyakőzetnek. A mélyen fekvő mezozoos kőzetek valószínűleg túlrették (Clayton et al in press).

3. Bár a Békési medencében 24 és 48-szorosa fedéssel végzett szeizmikus méréseknél kiváló behatolást és felbontást értek el a postrift-üledékekben, a komplex gyúrt és feltolódott prerift mezozoos üledékes kőzetek szeizmikus

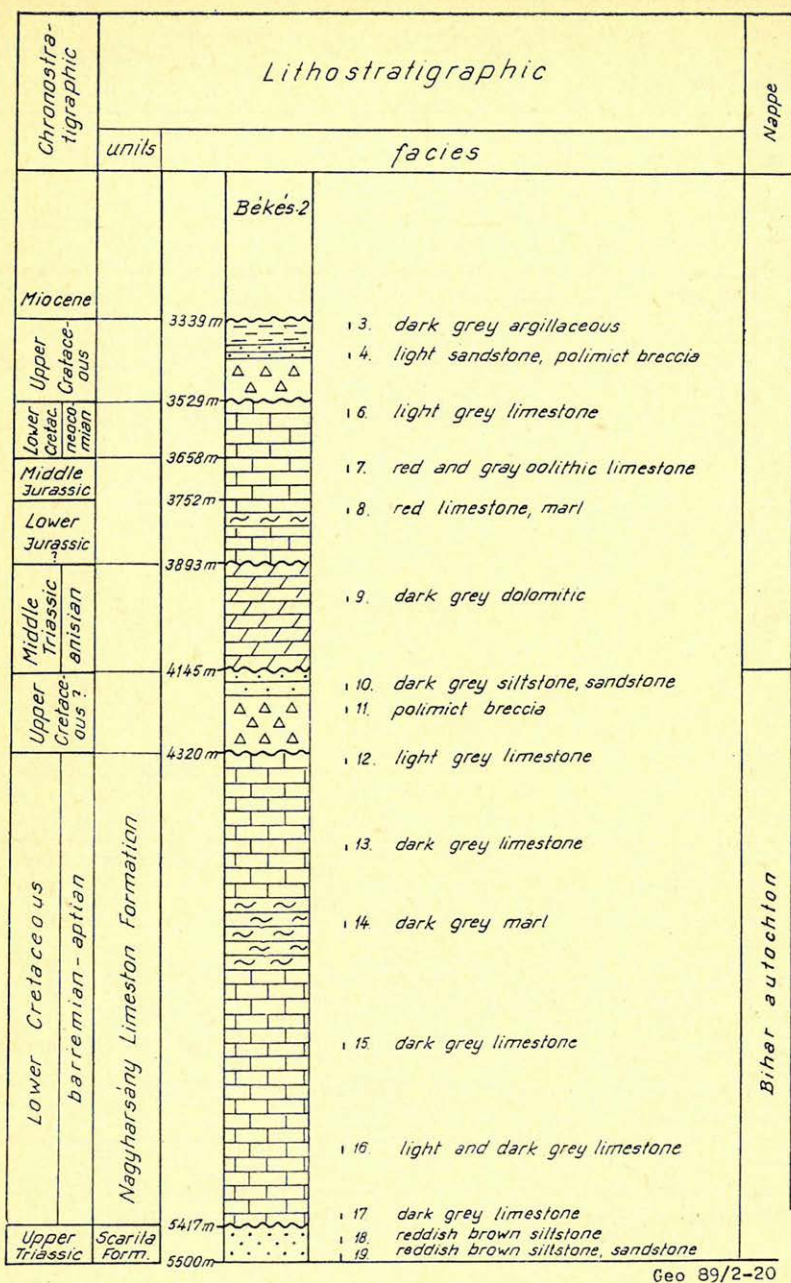


Geo 89/2-19

19. ábra. K - Ny-i irányú földtani szelvény a Békés - Doboz mezozoos árkon keresztül. A szelvény összeköti a rátalálásokat feltáró Békés - 2 és Sark - I fúrásokat. A Békés - 2, Doboz - I és Sark - I fúrásokban feltárt mezozoos kőzetek a DK-Magyarországi Körös - Battonya - Pusztaföldvári egység részét képezik. E kőzetek az Erdélyi Középhegység Bihari Autochton egységének közeteire hasonlítanak (Bérczi - Makk 1986)

Рис. 19. Проходящий через Бекеш - Добозский мезозойский грабен геологический разрез восточно-западного направления. Профиль соединяет скважины Бекеш - 2 и Шарк - I, в которых были вскрыты нальиги. Мезозойские породы, вскрытые в скважинах Бекеш - 2, Добоз - 1 и Шарк - 1 представляют часть Кереш - Баттонья - Пустафельдварской единицы юго-восточной Венгрии. Эти породы похожи на породы Бихарского автохтона Трансильванского Среднегорья. (Берци - Макк, 1986 г.).

Fig. 19. East-west section of selected drill holes within the Békés - Doboz Mesozoic trough documenting age inversions in the Békés - 2 and Sark - I wells. All of the Mesozoic sedimentary rocks in the Békés - 2, Doboz - I, and Sark - I wells are part of the Körös Battonya - Pusztaföldvár unit of southeastern Hungary and similar to the Bihari autochthon in the Apuseni Mountains (Bérczi - Makk, 1986)



Geo 89/2-20

20. ábra. A Békés-2 fúrás rétegsora, a magfúrások helyének, az egyes egységek korbeosztásának és litológiai kifejlődésének feltüntetésével

Рис. 20. Разрез скважины Бекеш-2 с обозначением мест взятия керн, возраста и литологического состава

Fig. 20. Summary of the core locations, ages, and lithologies in the Békés-2 well documenting a major age inversion

Chronostratigraphic units		Lithostratigraphic		Virtual thickness m	Occurrence
		units	facies		
CRETACEOUS	upper				
	middle				
	lower	Nagyharsány Limestone Form.	Light brownish grey, argillaceous limestone with calcite veins	>77 - >1081	Békés, Sark Bihu
JURASSIC	malm	Biharugra Calcareous Marl Formation	dark grey marl, calcareous marl, oolitic limestone	20 - 200	Békés, Doboz Bihu
			red siltstone congl.	51 - 110	Bihu, Doboz
	dogger	?	red and grey oolitic lms	94 - 135	Bihu, Békés
TRIASSIC	liassic				
	upper	Scărita Form.	red siltstone sandstone with grey limestone	13 - 305	Bihu, Doboz, Békés
	middle	Wetterstein Limestone Form.	dark grey argillaceous limestone, calcareous marl	> 160 - 197	Bihu, Doboz
		Siklós Formation	brownish grey, compact dolomite with light grey limestone	> 16 - 295	Bihu, Doboz, Fáb, Kom, Köt, Örm, Sár
	lower	Werfen Formation	variegated shale grey sandstone	> 49 - 243	Fáb, Gyoma, Köt
		Sandstone Formation	variegated massive qu. sandstone, red shale	77	Bihu



littoral detrital facies



shallow marine detrital facies



shallow marine carbonate facies



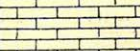

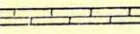
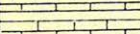




neritic-pelitic facies

Geo 89/2-21

21. ábra. A Békés–Doboz mezozoos árok mezozoikumának litosztratigráfiai összefoglalása

Рис. 21. Литостратиграфическое обобщение мезозоя Бекеш–Добозского мезозойского грабена

Fig. 21. Lithostratigraphic summary of the Mesozoic sedimentary rocks in the Békés–Doboz Mesozoic trough

Chrono-stratigraphic units		" Körös region "		Bihar Autochthon (Bleahu, M. et al. 1981; Dragăstan, O. et al. 1986.)	
		Lithostratigraphic units	facies		
CRETACEOUS	upper			red detrit. Form. Shales, lms.	
	middle			Ecleja Form.	
	lower	Nagyharsány Limestone F.		Blid Formation	
		Biharugra Calcareous Marl Formation		Hodobana Form. / Glavaiul Form.	
JURASSIC	malm			Bauxit Form.	
				Crisanului Form. / Albișara Form.	
	dogger			nodular limestone	
				lms. with Entolium	
	liassic			red oolitic lms. flocken kalk	
				marls and limestone	
				black marl	
				limst. with cherts	
TRIASSIC	upper			Gresten Lms. marls and sandstone	
				Gresten Form.	
	middle	Scărita Formation		Scărita Formation	
		Welterstein Limestone Formation		Welterstein Lms. Formation	
		Siklós Formation		Crisul Repede Formation	
	lower	Werfen Formation		Werfen Formation	
		Sandstone Formation			



littoral detrital facies
shallow marine detrital facies



shallow marine carbonate facies
neritic-pelitic facies

Geo 89/2-22

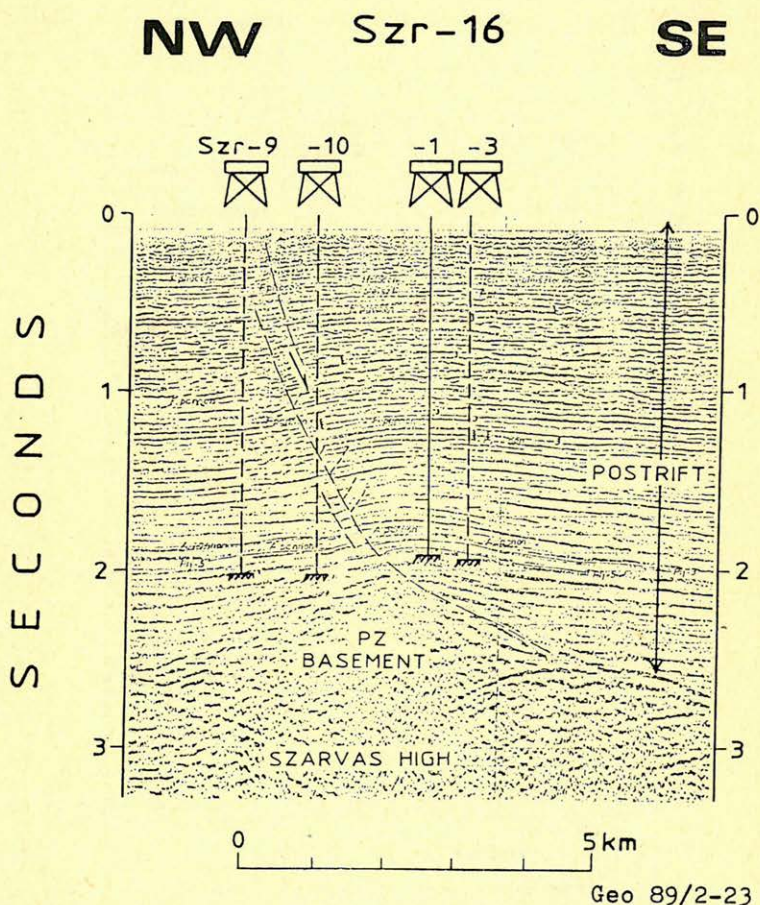
22. ábra. A Békés – Doboz mezozóos árok (Körös egység) mezozóos üledékes közeinek korrelálása az Erdélyi-Középhegység Bihari Autochton egységével

Рис. 22. Корреляция мезозойских осадочных пород (Керёшская единица) Бекеш – Добозского мезозойского грабена с Бихарским автохтоном Трансильванского Среднегорья

Fig. 22. Correlation of the Mesozoic sedimentary rocks in the Békés – Doboz Mesozoic trough (Körös region) with the Bihar autochthon in the Apuseni Mountains

képe gyenge folyamatosságú, kis amplitúdójú reflexiókkal jellemezhető. A mezozoós összlet szeizmikus sebessége 5–6 km/sec, a sűrűsége, 2,5–2,7 g/cm³.

A nagyobb fedésszámú szeizmikus szelvények és 3D mérések lehetőséget ígérnek arra, hogy a mezozoós összlet belső szerkezete térképezhető legyen. Az ilyen mérések magas költségét azonban csak az indokolná, ha jó mezozoós anyakőzetet vagy fúrással CH-telepet találunk a mezozoós sorozatban.



23. ábra. Az Szc-16 szeizmikus szelvényen a Szarvasi magaslát felett a postrift üledékes sorozatban üledékes vető látható. A Békési medence számos ehhez hasonló üledékes vetője mindig az alaphegységi magaslátok peremén jött létre. Létrejöttükben valószínűleg döntő szerepet játszott az alaphegységi magaslátok feletti és a medencéket kitöltő üledékek eltérő mértékű kompaktációja

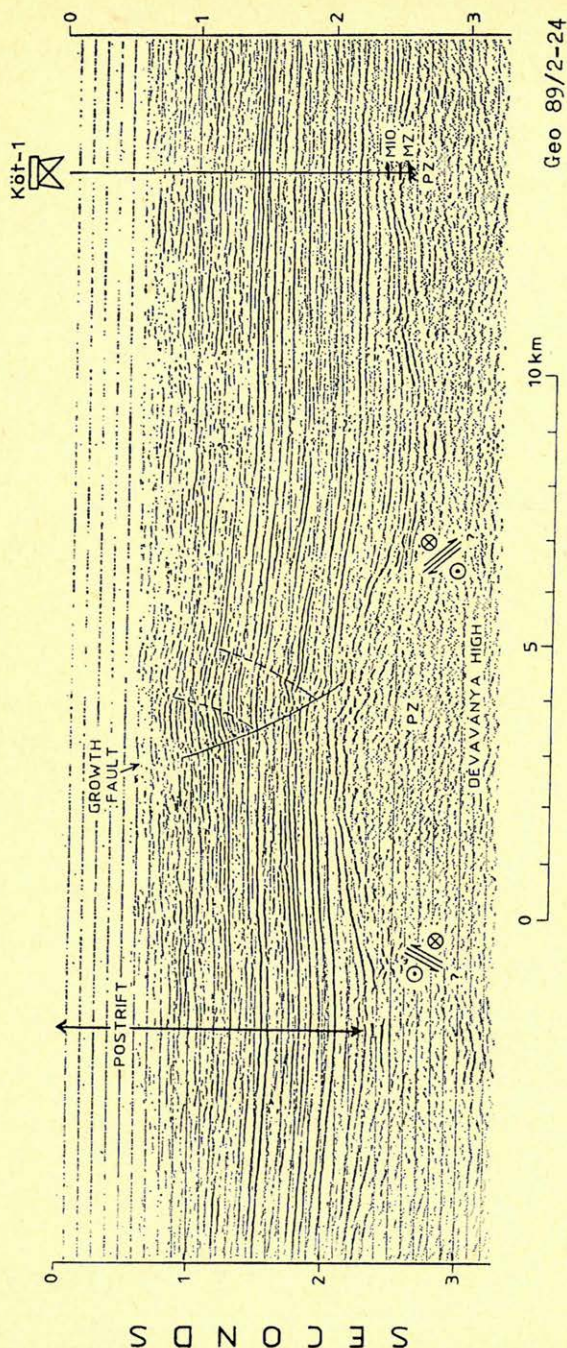
Рис. 23. На сейсмическом профиле Szc-16 видно нарушение в осадочной толще над Сарвашским поднятием в разрезе пострифтовых осадков. В Бекешском бассейне существует несколько подобных этому нарушений в осадочной толще, которые образовались по краям возвышенностей фундамента. В их образовании по всей вероятности решающую роль играло различие в уплотнении осадков в области поднятий и впадин

Fig. 23. Seismic line Szc-16 over the Szarvas high showing growth faults in the postrift sedimentary section. Numerous growth faults similar to these occur in the Békés basin, always along the crest of basement highs. The primary cause is interpreted to be differential compaction of the postrift sediments between the highs and the adjacent basins

NW

Dvg-18

SE

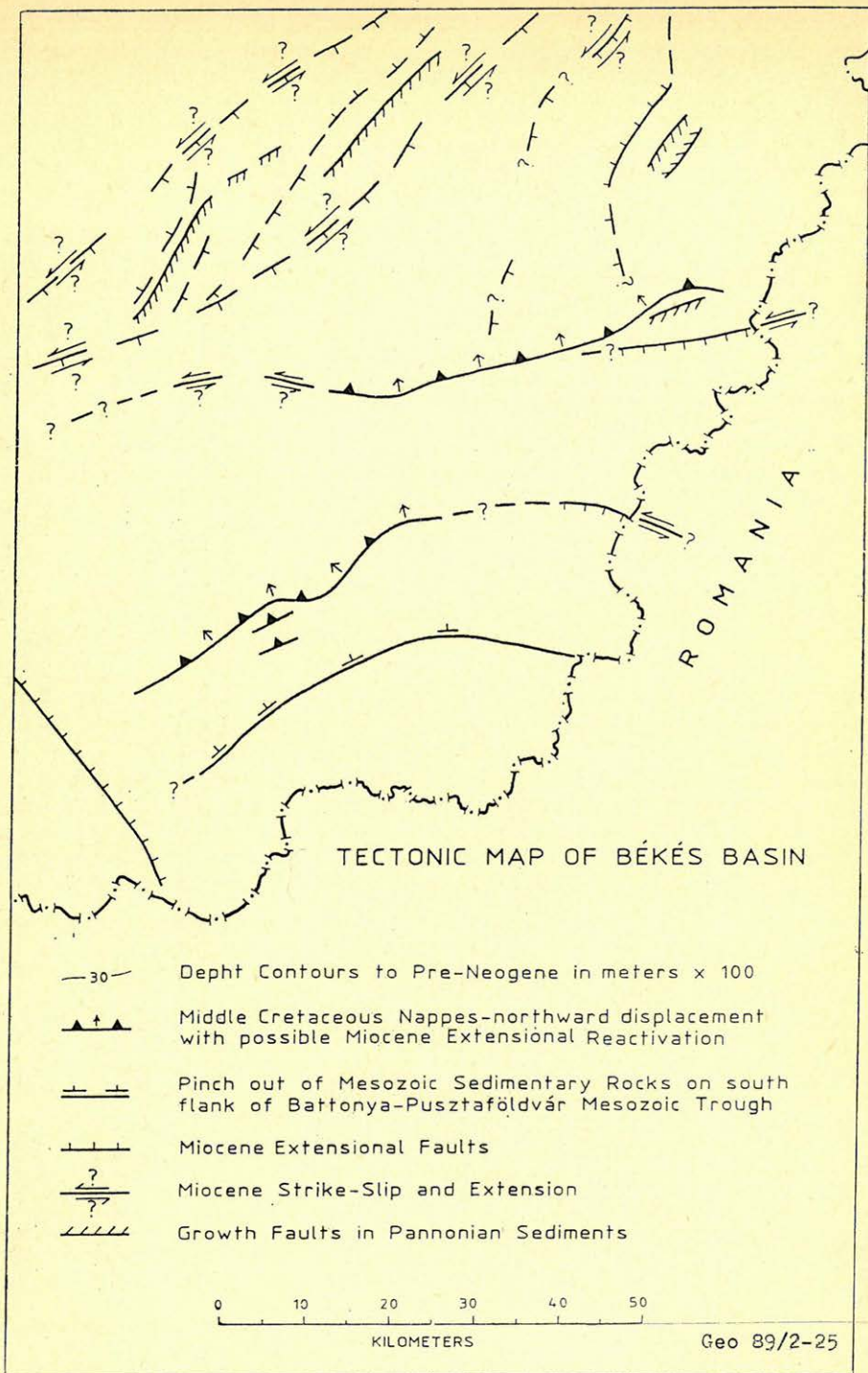


Geo 89/2-24

24. ábra. DvG-18 szeizmikus szelvény. Üledékes vető a posztrift üledékekben, a Dévaványa szerkezet felett. A szerkezet délkeleti és északnyugati szárnyán oblique extenziós vetők húzódnak. A posztrift sorozatban kialakult üledékes vetők valószínűleg a differenciális kompaktáció eredményeként jöttek létre

Рис. 24. Сейсмический профиль DVG-18. Сброс в осадочной пострифтовой толще над структурой Девава. На юго-восточном и северо-западном крыльях структуры протягиваются облик-экстензионные слвиги. Образовавшиеся в пострифтовой осадочной толще, они вероятно возникли как результат дифференцированного уплотнения

Fig. 24. Seismic line DvG-18 over the Dévaványa high showing another example of growth faults in the post-rift sediments. Miocene oblique extensional faults are interpreted on the southeast and northwest flanks of the Dévaványa high, but the younger growth faults are probably due primarily to differential compaction



25. ábra. A Békési medence és a Makó – Hódmezővásárhelyi árok keleti részének tektonikai térképe
 Рис. 25. Тектоническая карта восточной части Макоходмезевашархейского грабена и Бекешской впадины.

Fig. 25. Summary tectonis map of the Békés basin and part of the adjacent Hód – Makó basin

- Balla Z., 1985, The Carpathian Loop and the Pannonian Basin: A kinematic analysis: Geophysical Transactions, v. 30, no. 4, p. 313–353.
- Bally A.W., Bernoulli D., Davis G. A., and Montader L., 1981, Listric normal faults: Oceanologica Acta, Proceedings of 26th International Geological Congress, Geology of Continental Margins Symposium, Paris, July 7–17, 1980. p. 1–10.
- Bérczi-Makk A., 1986, Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain: Acta Geologica Hungarica, v. 29, p. 261–282.
- Bleahu M., Lupu M., Patrulius D., Bordea S., Stefan A., and Panin S., 1981, The structure of the Apuseni Mountains: CBGA XII, Guide to Excursion B3, Bucharest, 106 p.
- Burchfield B. C., and Royden L., 1982, Carpathian Foreland and Thrust Belt and its relation to Pannonian and other basins: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, no. 9, p. 1179–1195.
- Clayton J. L., Koncz I., King J. D. (in press), Organic Geochemistry of Crude Oils, Cases and Source Rocks Békés Basin.
- Haas, J., 1987, Magyarország geológiai szerkezetének fő vonásai: Az Alföld medencealjazatának szerkezetfejlődése, MTA SZAB kiadványai, Szeged, p. 9–17.
- Hornafius J. S., Luyendyk B. P., Terres R. R., and Kamerling M. J., 1986, Timing and extent of Neogene tectonic rotation in the western Transverse Ranges, California: Geology, v. 97, p. 1467–1487.
- Horváth F., 1987, Az Alföld és környezetének neogén kéregfejlődése: Az Alföld medencealjazatának szerkezetfejlődése, MTA SZAB kiadványai, Szeged, p. 29–35.
- Horváth F., and Rumpel J., 1984, The Pannonian basement: extension and subsidence of an alpine orogene: Acta Geologica Hungarica, v. 27, p. 229–235.
- Kilényi É., and Rumpel J., 1984, Pre-Tertiary basement relief map of Hungary: Geophysical Transactions, v. 30, no. 4, p. 425–428.
- Kovács S., 1987, Az Alföld medencealjazatának lemeztektonikai helyzete és kapcsolatai: Az Alföld medencealjazatának szerkezetfejlődése, MTA SZAB kiadványai, Szeged p. 17–29.
- Molnár K., Pogácsás Gy., Rumpel J., 1987, Seismic reflection investigations in the Hungarian part of the Pannonian Basin: application to hydrocarbon exploration, MÁFI Évkönyv LXX. p. 593–600.
- Myung W. Lee, Göncz G., (in press), Vertical Seismic Profile Experiments of the Békés–2 Well, Békés Basin, Hungary.
- Mattick R., Rumpel J., Uffalussy A., Szanyi B., Nagy I., (in press), Seismic Stratigraphy of the Békés Basin Southeast Hungary.
- Miller J. J., Véges I., (in press), Processing and modeling of seismic reflection data near the Békés–2 wellsite, Békés Basin, Hungary.
- Phillips L. R., Révész I., (in press), Core investigations studies of the Békés Basin, Southeast Hungary.
- Pogácsás Gy., 1985, Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian Basin: Geophysical Transactions v. 30, no. 4, p. 373–410.
- Pogácsás Gy., 1985, Szénhidrogén-kutató szeizmikus mérések tektonikai és szerkezetföldtani értelmezése a Pannon-medencében in Kleb Béla (szerk.) Gyakorlati szerkezetföldtani vizsgálatok. Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, Budapest. p. 145–172.
- Pogácsás Gy., 1987, Szeizmikus adatok rétegtani alkalmazásának lehetőségei és korlátai a Pannon-medencében különös tekintettel a neogén képződményekre. Őslénytani Viták 34, p. 31–74.
- Pozsgay K., Albu I., Petrovics I., Ráner G., 1981, Character of the Earth Crust and Upper Mantle on the Basis of seismic reflection measurements in Hungary. Earth Evolution Science v. 1, n. 3–4, p. 272–279.
- Royden L., Horváth F., and Rumpel J., 1983, Evolution of the Pannonian Basin System, 1. Tectonics, v. 2, no. 1, p. 63–90.
- Rumpel J., and Horváth F., 1984, Extenziós tektonika szeizmikus szelvényeken és ennek kőolaj-kutatási jelentősége a Pannon-medencében: Földtani Kutatás, v. XXVII, p. 49–61.
- Sandulescu M., 1975, Essai de synthese structurale des Carpathes: Bull. Geol. Soc. Fr., v. 17, p. 299–358.
- Sandulescu M., 1980, Analyse geotectonique des chaines alpines situees au tour de la mer noire occidentale: Ann. Inst. Geol. Geophys. v. 56, p. 5–54.
- Sclater J. G., Royden L., Horváth F., Burchfield B. C., Semken S., and Stenga L., 1980, The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data: Earth and Planet. Sci. Lett. v. 51, p. 139–162.
- Varga I., and Pogácsás Gy., 1981, Reflection seismic investigations in the Hungarian part of the Pannonian Basin: Earth Evol. Sci., v. 1, no. 3, p. 232–239.

A Békési medence alsópannóniai üledékképződése

RÉVÉSZ ISTVÁN¹, BÉRCZI ISTVÁN¹, R. LAWRENCE PHILLIPS²

A dolgozat a DK-Magyarország területén fekvő mintegy 6500 m vastag neogén üledékes réteggel kitöltött Békési medence területén fúrt szénhidrogén-kutató fúrások magmintáinak üledékfeldtani vizsgálati eredményeiről számol be. A neogén rétegsor szedimentológiai vizsgálata alapján a medence több irányból történt (többszörösen ismétlődő) delta előrenyomuláshoz kapcsolódó folyamatok eredményeképp töltődött fel. Az üledékképződési folyamatok, a felhalmozódási környezetek és a medence-feltöltődés története jellemzésére a magmintákon kívül felhasználtuk az elektromos szelvények és szeizmikus szelvények adatait is.

A miocén sekélytengeri, partszegélyi klasztikus és bioklasztikus üledékképződést fokozatosan mészmárga-márga felhalmozódás váltja fel az alsópannóniai üledékképződés elején, jelezve a süllyedés felgyorsulását. A folyamat egyben a víz kiédesedése folytán a beltavi üledékképződés kezdete is. A beltavi üledékképződés 3 fő fázisa különíthető el a rétegsorok alapján:

1. Bazális mészmárga-aleuritós márga-márga
2. Prodelta turbiditék
3. Delta lejtő üledékfelhalmozódások

1. A miocén üledékekre, illetve a kiemelt helyzetű területeken a medencealjazatra, vagy a pannóniai alapkonglomerátumra települve lemez-szerkezet nélküli, szervesanyagban gazdag, sötétszürke színű mészmárga-márga, aleuritós márga rétegsor halmozódott fel reduktív környezetben.

2. A vastag prodelta turbiditék nagy tömege a deltákból ered, disztális turbidit lebeny felhalmozódások, turbidit legyező felhalmozódások, ritkábban víz alatti meder felhalmozódások és üledékszászás felhalmozódások különíthetők el a felhalmozódási sorozatok alapján. A delták előrenyomulásával egymás utáni turbidit legyező rendszerek léptek be a medencébe és magányos, illetve összefogazódó homokkőtesteket képeztek.

3. Az előrenyomuló deltalejtőn a gravitációs folyamatok — a vonzó áramlatok, a sűrű szuszpenziós áramlatok és az üledékszászás — a fő erődáló és üledék-felhalmozó tényezők. A deltalejtő üledékeit három fő üledék-felhalmozódási egység jellemzi. Ezek 3-25° dőlésű rétegekből épülnek fel:

1. váltakozó agyagmárga, aleurolit és homokkő réteglemezek sorozatai,
2. egybeolvadt turbidit homokkő testek,
3. deformált rétegek.

A delta lejtő felhalmozódások vastagsága jelzi, hogy a beltő kb. 600 m mély volt.

В статье описываются результаты геологического исследования кернов осадочных пород, полученных в нефтеразведочных скважинах, пробуренных на территории расположенного на ЮВ Венгрии Бекешского бассейна, заполненного неогеновой осадочной толщей, мощность которой достигает 6500 метров. На основании седиментологических исследований неогеновой толщи установлено, что впадина заполнялась в результате процессов, связанных с продвижением фельта (множественно повторяющихся) с нескольких сторон. Для анализа истории осадконакопления, процессов осадкообразования и условий их аккумуляции кроме кернов использовались данные электро- и сейсморазведки.

Мелководное, прибрежное, обломочное и биообломочное осадконакопление миоцена постепенно меняется в начале нижнего пannonна насаждением известнякового мергеля и мергеля, указывая этим на ускорение погружения. Процесс под влиянием одновременного опреснения воды является началом осадконакопления во внутренних озерах. Внутриозерное осадконакопление можно по разрезам разделить на три главные фазы.

1. базальный известняково-мергелистоалеуритовый мергель-мергель
2. турбидиты продельты
3. аккумуляция осадков на склоне дельты.

¹ Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet, 2443 Százhalombatta Pf. 32.

² U. S. Geological Survey.

1. Откладываясь на осадки миоцена, а в приподнятых участках на фундамент впадины или же на основной конгломерат поннона в редуктивных условиях образовалась темносерая толща известняковых мергелей- мергелей, алевроитовых мергелей. Толща богата органическими материалами и не имеет пластинчатой структуры.

2. На основании разрезов все отложения можно разделить на питаемую дельтой большую массу мощных турбидитов продельты, скопление дистальных турбидитов, веерообразных турбидитов, реже отложения подводных русел и поолзневые отложения. С разрыванием дельты друг за другом в бассейн вступали системы веерных турбидитов и образовывали или одиночные или взаимосвязанные песчаниковые тела.

3. На склоне проградирующей дельты главными факторами размыва и накопления осадков являлись гравитационные процессы — тянущие потоки, густые суспензионные потоки и оползни осадков. Осадки склона дельты характеризуются тремя главными единицами осадконакопления. Они построены из слоев наклонами от 3 до 25°.

1. Чередующийся ряд слоев глинистого мергеля, алевроита и песчаника,
2. слившиеся турбидитные песчаниковые тела,
3. деформированные слои.

Мощность отложений склона дельты свидетельствует о том, что глубина внутреннего озера составила приблизительно 600 метров.

Sedimentologic investigations of Neogene and younger strata within the Bekes Basin (6500 m deep) of southeast Hungary record multiple processes related to deltaic progradation into a deep lake basin. Cores, well logs, and seismic profiles can be used to characterize the sedimentologic processes, environments, and history of basin filling in this region.

The termination of middle Miocene shallow marine bioclastic sedimentation along with a gradual transition to calcareous marl deposition records the timing of initial basin subsidence and the onset of lacustrine sedimentation. Three major stages of lacustrine sedimentation are recorded in ascending order by distinct depositional sequences and include: 1. a basal calcareous to silty marl, 2. prodelta turbidites, 3. delta slope deposits.

Laminated to structureless, organic-rich, black calcareous to silty marl deposited within a reducing environment, represents the initial stage of lacustrine sedimentation. The marl overlies the Miocene bioclastic sediment within the basin where it obtains its maximum thickness and drapes all basement highs surrounding the basin.

Abundant sand-rich turbidites derived from the advancing deltas form a thick prodelta sequence. Depositional sequences identified within the prodelta strata include in ascending order distal lobe deposits, fans, rare channel deposits, and slumped deposits. Successive fan systems originated from multiple deltas entering the basin formed solitary to interfingering sand bodies within the deep basin as the deltas advanced.

Gravity processes including, down-slope traction currents, density currents, and slumping dominate the major sedimentation processes of the advancing delta slopes. Three main depositional sequences, with strata dipping at 3 to 25 degrees, characterize the slope deposits; 1. alternating marl, silt, and sand laminae; 2. amalgamated turbidite sands 3. deformed (slumped) beds. Density flow and slumping represent the dominant depositional-erosional processes on the delta slope. Sand bypassed the slope either within slump-formed gulleys, or in channels which are represented by amalgamated turbidites containing marl rip-up clasts interbedded with large and small-scale crossbedded sandstone, or as major slumps. The thickness of the delta slope deposits suggests that the lake was approximately 600 m deep.

Recognition of the stratigraphic sequences and depositional environments within this basin will aid in the identification of potential stratigraphic petroleum traps within the prodelta turbidites, establish a record of lacustrine sedimentation, and document the sedimentologic processes that occurs when a delta advances into a deep lake basin.

A Békési medence analízise olyan beltavi deltafolyamatok medencefeltöltő hatását mutatja, melyek többirányú folyamatos delta előrenyomulással voltak kapcsolatban. A szénhidrogén-kutató fúrások magmintáinak vizsgálata segítségével meghatároztuk a Pannóniai (sl) felhalmozódási folyamatokat és környezeteket, valamint megismertük a medence alaphegységének geológiáját.

A vizsgálati terület DK-Magyarországon fekszik. A vizsgált medence több mint 6500 m mély és kb. 65 km átmérőjű. A medence határát alaphegységi kiemelkedések határozzák meg, melyek a felszín alatt 1000–2000 m mélységbe emelkednek: Battonya, Szarvas, Endrőd, Szeghalom, Sarkadkeresztúr (1. ábra).

A Békési medence süllyedését miocén kori extenziós tektonizmus és törések eredményezték más magyarországi medencékhez hasonlóan (*Horváth – Royden 1981, Royden et al 1981*). A medenceképződés kezdeti stádiuma jól datálható a bádeni üledékképződés, valamint a beltavi mészmárga-üledékképződés megindulása közötti időszakkal.

A kőzetminták segítségével az alábbi fő litosztratigráfiai egységeket különítettük el a Békési medencében:

1. preneogén kőzetek,
2. középső miocén sekélytengeri bioklasztikumok és törmelékes üledékek,
3. bazális konglomerátumok,
4. bazális márgák,
5. beltavi prodelta turbiditok,
6. delta lejtő felhalmozódások,
7. delta síksági folyóvízi-szárazföldi üledékek.

A pannóniai (sl.) korú rétegsor az alaphegységi kiemelkedéseken, a Preneogén aljzatra vagy a Neogén sekélytengeri-partközeli bioklasztikus üledékekre, a mély medencében a miocén sekélytengeri üledékekre települ.

Magvizsgálati tanulmányunk célja a következő:

1. meghatározni a pannóniai (sl.) rétegek felhalmozódási folyamatait és felhalmozódási környezetüket.

2. megismerni a medence-kitöltődés történetét.

3. elkülöníteni a potenciális CH tároló homokkőtesteket és a sztratigráfiai csapdák lehetséges helyeit.

A Békési medence területén 52 db szénhidrogén-kutató fúrás tartalmaz magokat. Ezek a fúrások zömében a kiemelt szerkezetű helyzetű medence-peremeken, kisebb részben a mély medencében helyezkednek el (2. ábra). A magfúrások hossza változó volt. (1,5 m és 37 m Kond–1, 72 m Pf–190, 34 m Endrőd–23). A magnyereség az üledék textúrájától és a cementációtól függően változatos. Az általunk vizsgált, raktárban még fellelhető magminták az eredeti magnyereség kb. 50%-át jelentik.

A magminták vizsgálata arra irányult, hogy ahol az lehetséges, megállapítsuk a függőleges trendeket (rétegvastagodás, -vékonyodás stb.), üledékes szerkezeteket, kőzetszövetet, gradációt, bioturbációt és tektonikus jellemvonásokat.

A vizsgálat 52 db fúrásból 27 db tartalmazott preneogén-, 25 db preneogén, miocén, pannon, 2 db középső miocén, 7 db középső miocén és pannon, valamint 15 db csak pannon korú magot. A részletesebben vizsgált pannóniai formációk az alábbiak:

1. Békési – bazális – konglomerátum formáció. Az alaphegységi kiemelkedéseket övezi.

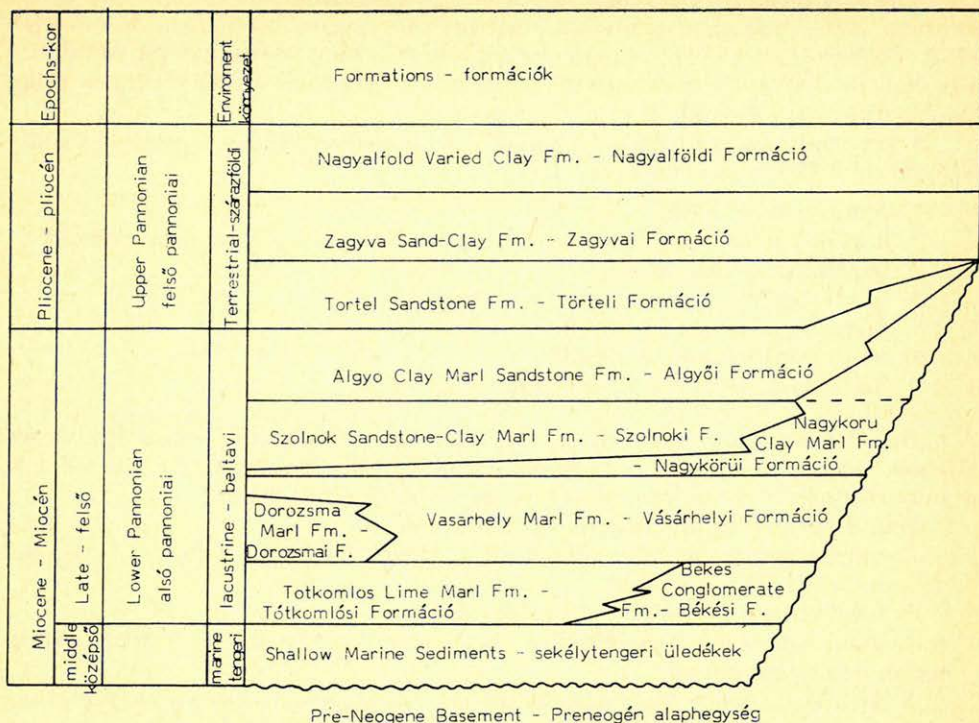
2. Tótkomlósi, Vásárhelyi és Nagykőrüi formációk. Összefoglalóan bazális márga néven tárgyaljuk. Márga, aleuritós márga, mészmárga, agyagmárga építi fel.

3. Szolnoki Formáció – prodelta turbidit rétegsor

4. Algyői Formáció – delta lejtő üledéksor.

5. Törteli és Zagyvai Formáció – delta síkság.

A következőkben a formációnevek elhagyásával csak az egységek litosztratigráfiai megnevezését használjuk.



Geo 89/3-2

2. ábra - Puc. 2 - Fig. 2

Preneogén kőzetek

Kőzettípus és kor vonatkozásában a medencealjzat képződményei nagyon változatosak. A paleozóos képződményeket gránitos kőzetek, csillámpalák, kvarcitok, kvarcporfir képviselik. A mezozoikum dolomitok konglomerátumok, homokkövek és agyagmárgák, aleurolitok jellemzik a magmintákban. A felhalmozódási környezet csak a mezozoos kőzetek esetében határozható meg. Vörös színű terasztrikus triászrétegeket és krétakorú tengeri turbidit összleteket igazolnak a magminták.

Az összes preneogén kőzetre általánosan jellemző az intenzív töredezettség és nyírttság. Ez nyitott, nagyobb részben kalcittal kitöltött repedéseket eredményezett. Mezozoos dolomitban, nyitott repedésben beszáradt olajnyomot találtunk az Örm - I. fúrásban.

Neogén rétegek

A neogén rétegsort középső és felső miocén sekélytengeri bioklasztikusok és törmelékes kőzetek, pannóniai bazális konglomerátum, bazális márga, valamint a delta üledékösszlet - prodelta turbiditek, deltalejtő üledékek és a delta-síksági rétegsor építi fel.

Sekélytengeri bioklasztikus és törmelékes üledékek

A preneogén kőzetekre középső és felső miocén korú konglomerátumok, homokkövek, vulkanitok, mészkövek és márgák települnek. 23 kútban fordult elő sekélytengeri üledéket képviselő magminta. Az összlet vastagsága és tető mélysége változó a medencén belül (Sark ÉNy—I 468 m, 2443 m, Békés—5 265 m, 3203 m, Csa—3 25 m, 1930 m).

A magminták közül a legtöbb tengeri bioklasztikus kőzet, melyek magas energiájú sekélytengeri környezetben képződtek. A rétegsor fő komponensei a bioklasztikus mészkövek, melyek oolitokat, rhodolitokat, makro- és mikro-forniliákat tartalmaznak. Fekete színű redukált mészkő is előfordult. Egy magban a Békés—1. sz. fúrásban riadacit volt tengeri üledékekkel közberétegezve. A Gyo—2. sz. fúrásban levő vörös és zöld színű, 38° dőlésű konglomerátumok valószínűleg teresztrikus, alluviális legyező felhalmozódások, melyek az alaphegységi kiemelkedések szárnyain halmozódtak fel. A bazális miocén konglomerátum másik típusa jól lekerekített kavicsokból álló monolitikus csillámpala konglomerátum. Ez tengeri áthalmozás és osztályozás következtében halmozódott fel az alaphegységi kiemelkedéseken.

17 kút tartalmaz olyan középső miocénrétegeket, melyek erősen töredeztettek a fekvő preneogén kőzetekhez hasonlóan.

Bazális konglomerátum

A pannoniai sl. bazális konglomerátum csak 4 kút (Csa—3, Csa—6, Pf—2, Pf—190) magjai között fordult elő. A képződmény vastagsága változó (Pf—2 10 m, Csa—6 46 m). A kőzet szövete a homokkőtől a konglomerátumig változik. A kavicsok anyaga az alaphegységet tükrözi, mely Battonyán gránitot, csillámpalát tartalmaz. A szemcseösszetétel az alaphegységtől távolodva, felfele finomodik. A bazális konglomerátum, összetett mészmárga összlet fedi.

Bazális márga

A Békési medence mély részein a középső miocén üledékekből fokozatos átmenettel fejlődik ki (Békés—1, Hunya—1, Gyoma—1). A kiemelt szerkezeti helyzetű területeken a preneogén kőzetekre, illetve a pannóniai bazális konglomerátumra települ. Kőzetanyaga mészmárga, márga, agyagmárga és aleurolit. Bazális márga magot tartalmazó kutak (17 db) elszórtnan mindenütt megtalálhatók a medencében.

Függőleges szelvényben az összlet a karbonátosabbtól a karbonátban szegényebb fele a mészvizsgától a márgán keresztül az agyagmárga, finom aleurolitig változik tendenciajelleggel. Vastagsága változatos (Örm—I. 173 m, Hunya—1 248 m, Kág—1 115 m, Csa—392 m, Domb DNY—186 m, Déva—2,67 m).

A mély medencében a bazális márga sötétszürke színű, szervesanyagban gazdag, reduktív környezet üledéke. Az összlet általában rétegzetlen, kőzet-szerkezeti jegyet ritkán tartalmaz. A bazális márgarétegsor felső részén vékony durva aleuritok vagy finomhomokkő-lemezek jelennek meg. Számuk felfele növekvő tendenciát mutat, jelezve a növekvő törmelékes üledék hozamot a medencébe előrenyomuló deltarendszerből.

A Hunya–1 sz. fúrásban 3848 m-ben bioturbáció figyelhető meg. A bioturbált szakasz 3700 m-ben véget ér, majd 1971 m-ben a deltalejtő üledékekben kezdődik újra. Az alsó bioturbált szakasz vagy a beltő vizének megnövekedett oxigéntartalmát jelzi, vagy az átmeneteit a tengeri üledékképződésből a brakk tavi állapotba.

Különösen a medence mély részein a bazális márga számos kútban intenzíven repedezett.

Prodelta turbiditiek

A tavi turbidit üledékek megjelenése jelzi a szomszédos, de még távoli deltából eredő durvatörmelék üledékek első beömlését a Békési medence területére. A fekvő bazális márga rétegsorból rétegezetten fokozatos átmenettel fejlődött ki. A turbidit rétegsorban felfele haladva, az egyes homokkőtesteket agyagmárga, aleurolit közberétegződések választják el.

A medence mélyebb részein 11 kút tartalmaz turbidit eredetű magmintát. A turbidit üledékek a legmélyebb helyzetben a Doboz–I-ben (4000 m), a legsekélyebb helyzetben a Köt–I-ben (2478 m) találhatók meg. Az agyagmárga, aleurolit rétegekkel tagolt homokkőves összlet vastagsága 963 m a Hunya–1-ben, 737 m a Kond–1-ben, 700 m a Gyo–1 és 225 m a Gyo–2-ben. A turbidit összlet az alaphegységi kiemelkedések tetőzónája fele vékonyodik, nagyjából kikelődik. A rétegsor homokkőben gazdag. Az összlet alsó szakaszán 68–90%, a tetőzónában 95%-ot is elérheti a homokkő részaránya (Gyoma–1 80%, Kond–1 92% magban).

A rétegsor alapján függőlegesen a turbidit összlet felhalmozódási rendszerekre osztható fel. Elkülöníthetők a disztális turbiditlebeny-felhalmozódások, az összeolvadt turbiditlegyezők- és a turbiditmeder-felhalmozódások. Ezek mindegyike része a prodelta környezetnek. A delták előrenyomulásával a durva üledék a deltalejtőn keresztül üledécsúszással, sűrű szuszpenziós áramlatokkal, eróziós völgyekben és medrekben jut a mélymedencékbe.

Az üledék nagyobb része sűrű szuszpenziós áramlatokkal szállítódott. Kezdetben ezen áramlatok irányát, és helyeit az alaphegységi kiemelkedések szabályozták. Az üledékszállítás fő útvonalait a fenék topográfiailag mély régiói jelölték ki (Sarkadkeresztúr–Szeghalom–Endrőd–Szarvas–Battonya kiemelkedések között). Ezek a mély zónák addig szolgáltak üledékek szállítási útvonalként, amíg a delták előrenyomulása el nem érte a kiemelkedések tetőzónáját, és ki nem töltötte ezeket a keskeny alaphegységi árkokat (1. ábra). A Szeghalom–Sarkadkeresztúr közötti bathymetriai mélyedés vezette az üledékeket az ÉK felől előrenyomuló deltarendszertől a medence Sarkadkeresztúrtól D-re levő legmélyebb részei felé. A Doboz–I. sz. fúrásban találjuk a legmélyebb helyzetű turbidit magmintákat a medencében (4000 m). Itt max. 8,5 cm vastag homokkő rétegtagok vannak, melyek Bouma Ta-b sorozatokat tartalmaznak.

A medence ÉNy-i részén (Hunya–1, Kond–1, Gyoma–1) a bazális márgát fedő kezdeti turbidit felhalmozódás egy turbidit legyezőrendszer turbiditlebeny összleteként értelmezhető. Kezdetben a turbiditárnyalatok itt két irányból érkeztek:

1. Az ÉK-i deltarendszertől Endrőd és Szeghalom kiemelkedések között.
2. Az ÉNy-ról előrenyomuló deltarendszertől Szarvas és Battonya között.

A Kond – I. sz. fúrásban 3404 – 3431 m között a turbiditlebeny-rétegsor vékony agyagmárga, aleurolit laminációt tartalmazó, homokkő felfele vastagodó, ismétlődő sorozataiból áll. Ez a 14,4 m vastag sorozat a bazális márgára települ, és a homokkőves rétegsort a felhalmozódás tetején szintén agyagmárga, aleurolit fedi. A turbiditrétegek maximális vastagsága itt 164 cm, átlagosan pedig 23 cm vastagok. A homok nagyon finom szemcsenagyságú, részaránya átlagosan 87%. Az összlet szerkezetére a Ta, Ta-e és Ta-b-e, ritkán Tc és Tc-e Bouma sorozatok jellemzők. A kőzetszerkezeti jegyek közül terhelési szerkezetek, belső deformációk, tálszerkezetek, csúszási felszínek és vékony homokkő-lemezeket tartalmazó alenrolitok, agyagmárgák jellemzőek (3. ábra).

A bazális lebeny sorozatot a prodelta összlet fő részét alkotó váltakozó turbidit homok és agyagmárga-aleurolitból álló rétegsor fedi (3. ábra). A magminták többségében a homokkő dominál, elérve a 75 – 90%-ot. A többszörös turbiditlegyező összefogazódás a felhalmozódási sorozatok interpretálását bonyolulttá teszi. Támpontot a magokban gyakran ismétlődő, felfelé vastagodó rétegekből álló közberétegzett turbiditlebeny-sorozatok adnak. A magminták segítségével ebben az összletben egybeolvadt turbiditek, sekély meanderező medrek és valószínűleg mélyebb meder felhalmozódásai különíthetők el.

A maximális turbidit-rétegvastagság 211 cm (Békés – 5. és Hunya – 1.), az átlag rétegvastagság az összes mag vonatkozásában 10 – 48 cm között van (pl.: Gyo – 1. 27 cm, Hunya – 1. 31 cm, Kond – 1. 20 cm). A turbiditeken belül a Bouma-sorozat Ta, Ta-e (öbbsé mint 60%-át alkotják a turbiditeknek), Ta-b, Ta-b-e és Ta-b-c típusai fordulnak elő. Komplet Bouma-sorozatok (Ta-tól e-ig és Ta-b-c-d) csak a turbiditsorozat bazális, turbiditlebeny-sorozatot fedő részén fordulnak elő. Ebben a vastag összletben a gradált és rétegzetlen homokkő rétegek mellett a terhelési szerkezetek, lányszerkezetek, belső deformációk, csúszási síkok, aleurolit-agyagmárga anyagú intraklasztok, keresztarétegződés, összeolvadt homokkőrétegek és lemezes homokkő, aleurolit-agyagmárga alkotják a kőzetszerkezeti jegyeket.

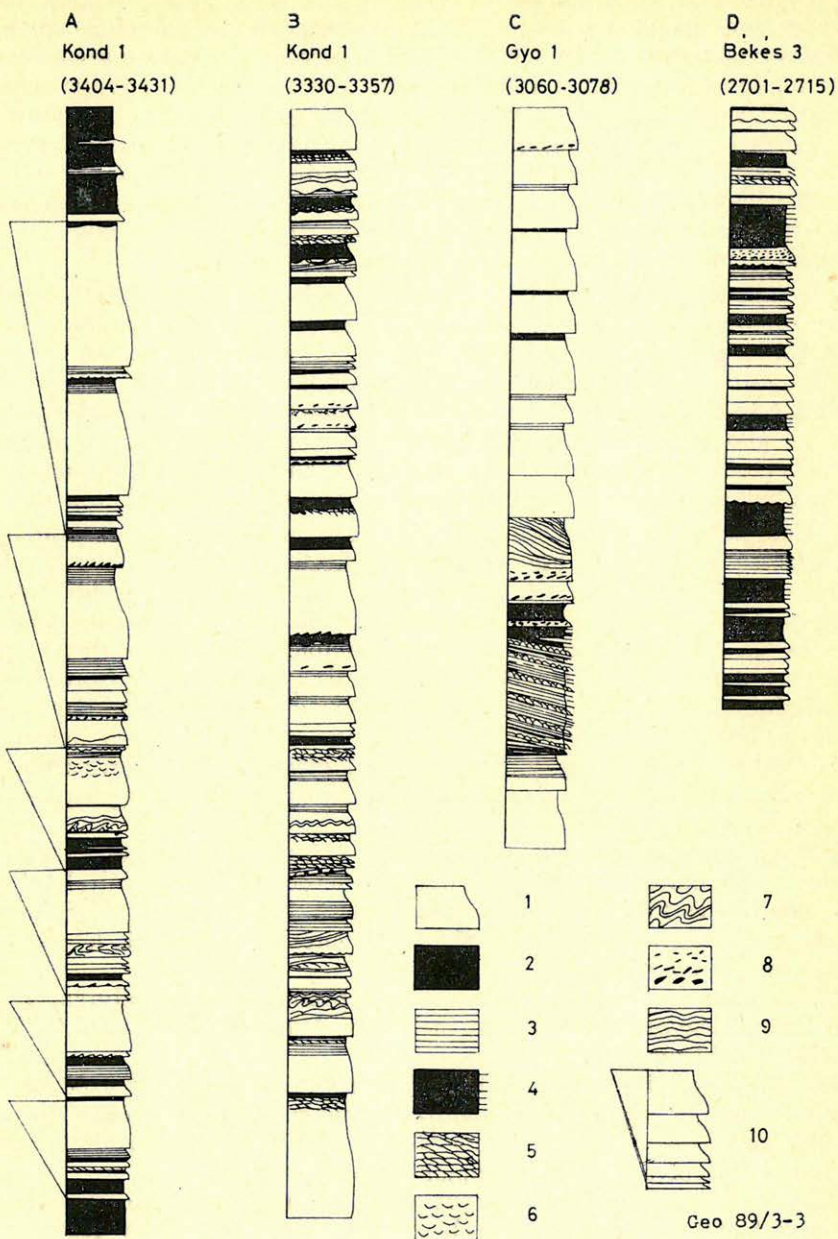
A magminták alapján elkülöníthető egy 188 cm vastag akkréciósan képződött zátony-felhalmozódás, melyet vízszintes-ferde (14° dőlés) váltakozó agyagmárga-aleurolit és kisméretű keresztarétegződésű homokkőrétegek építenek fel. Ez jelzi, hogy meanderező víz alatti medrek léteztek a turbidit lebeny-legyező rendszer tetején (3. ábra).

Az üledékes szerkezetek ilyen sorozata hasonló az ősi mélytengeri meanderező turbiditlegyező medrekéhez, melyeket Mutti és Ricci Lucci 1975, Mutti és Normark 1987 vizsgált.

Az alsó akkréciós zátony-felhalmozódásokat lemezes rétegződésű agyagmárga-aleurolit és agyagmárga-aleurolit anyagú intraklasztokat tartalmazó homokkő fedi, mely felfele nagyméretű keresztarétegződést tartalmazó homokkőbe, majd összeolvadt turbidit homokkőtestbe megy át.

A lemezes agyagmárga-aleurolit gyakran tartalmaz Limnocardium lenyomatokat. Ez a sorozat képviseli a meder rendszerbazális részét. A felhalmozódási sorozat itt is hasonló az ősi meder-turbidit legyező rendszerek felhalmozódásairól közöltekhez (Mutti és Normark 1987).

A zátony fölötti meder-felhalmozódásokra az enyhén dőlő rétegek jelenléte jellemző. Ezek Ta és Ta-e Bouma-egységekből állnak. A homokkőrétegek vékonyak (átlag 8 cm) és rendszerint összeolvadt kötegekként jelentkeznek. Az egyes rétegekötegeket vékony homokkő-aleurolit lamináció választja el. A rétegekötegek nem mutatnak függőleges trendet.



3. ábra

Puc. 3.

Fig. 3

Jelmagyarázat: 1. felfele finomodó homokkő; — 2. márga; — 3. vízszintes lemezesség; — 4. lemezes aleurolit és homokkő; — 5. kereszttrétegződés; — 6. tálszerkezetek; — 7. deformált rétegek; — 8. aleurolit intraklastok; — 9. hullámos lemezesség; — 10. felfele vastagodó rétegződés ciklusa

Az üledékcúszással keletkezett üledékeket 2800 m fölött a Gyoma-1., Kondoros-1., és Hunya-1. sz. fúrásokban, a turbidit rétegsor felső részén deformált turbiditrétegek és deformált lemezes rétegződésű homokkő-aleurolit, agyagmárga rétegek jelzik. Ezek a deformált rétegek ritkán jelennek meg a turbiditösszlet mélyebb részén. Jellemzők ezen üledékek kőzetszerkezetére a gyúrt, átbuktatott rétegek, függőleges rétegek. Sok a felhalmozódással közel egyidejű üledékcúszás, mikrovető, szabálytalanul deformált réteg. Az üledékcúszás az előre nyomuló delta lejtőről ered és nyomul előre a prodelta régióba. Ebből következik az, hogy a delták előrenyomulása el kellett hogy érje a medencét övező alaphegységi kiemelkedések tetejét ahhoz, hogy az üledékcúszások bejussanak a mély medencébe.

A prodelta rétegsor felső részén a homokkő tartalom megnövekszik a turbidit összletben, sok az összeolvadt homokkő réteg. A keresztarétegződés gyakorivá válása pedig mutatja a vonzó áramlatok megnövekedett szerepét. A homokkő rendszerint durvább szemcseösszetételű (finom és aprószemű homokkő) mint a mélyebb rétegekben. Sok magban jellemző a homokkő töredezettsége. Egyaránt jellemzőek a rétegzetlen, illetve a gradált homokkő rétegek. Ta, Ta-e, Ta-c, Tc-e típusú Bouma sorozatok figyelhetők meg. A kőzetszerkezeti jegyek közül az agyagmárga, aleurolit anyagú intraklasztok, a nagy és kisméretű keresztarétegződések, a tál szerkezetek, a terhelési szerkezetek és dőlt vagy vízszintes párhuzamos vékony homokkő és agyagmárga-aleurit laminációk fordulnak elő. A homokkő rétegek vastagsága eléri a 64 cm-t, átlagosan 18–23 cm.

A prodelta környezet fő jellemvonása a turbidit gravitációs áramlatok összekazlázott rétegeinek magas homoktartalma, mely az egész turbidit sorozatra igaz. A durvaszemcsés üledékeknek medencébe áramlása kezdeti szakaszát a turbidit lebeny sorozat képviseli. Majd az előrenyomuló deltákból eredően ismétlődő turbidit lebeny-legyező sorozatok nyomulnak előre és olvadnak össze a prodelta rétegsorban, ez után az előrenyomuló deltákból többszörös turbidit legyező rendszer üledéke érkezik. Ez utóbbiak a turbiditek összeolvadt sorozatait hozzák létre, melyek egy része ismétlődő, felfele vastagodó rétegeket tartalmaz. Ez a rétegsor a medence É-i részén 3430 és 3100 m közötti mélységben azután képződött, miután a környező alaphegységi kiemelkedések már eltemetődtek, legyen az akár turbidit lebeny, akár turbidit legyező-lebeny felhalmozódás. A turbidit legyező rendszert nagy, de nyilvánvalóan széles, sekély medrek (50 m-nél sekélyebb, mivel nem figyelhetők meg a szeizmikus szelvényeken), valamint kisebb meanderező medrek keresztették. A recens és ősi homokban gazdag turbidit legyező rendszerek rendszerint szintén medrekkel vannak behálózva (*Mutti és Normark 1987.*). Ez az analógia, valamint a magmintákban megfigyeltek valószínűsítik, hogy a Békési medence turbidit legyező-lebeny rendszereit is vízalatti meder rendszerek tagolják.

Delta lejtő

A delta lejtő üledékfelhalmozódások olyan üledékképződést jeleznek, melyet a gravitációs folyamatok uralnak. Az e fogalomkörbe tartozó folyamatok a következők: képlékeny üledékcúszás (üledékfolyás), vonzó áramlatok, sűrűsuszpenziós áramlatok, üledékcúszások. Magminták alapján 22 kútban határoztunk meg delta lejtő üledéket. A delta lejtő üledékek teteje a medence központjában 1910 m-ben (GYO-1.) és 2100 m-ben (Kond-1.) található.

A vastagság 475–600 m között változik (*Molenaar et al 1986*). Legvastagabb a delta lejtő összetettségű GYO–1. sz. fúrásban (600 m).

A kevés maganyag miatt a delta lejtő folyamatok gyengén rekonstruálhatók. A magokon ismétlődő jellemvonásokat figyeltünk meg medenceszerző, ez jelzi, hogy a folyamatok is hasonlóak lehettek mindenütt a delta lejtőn. A tapasztalt fő üledékfelhalmozódási egységek:

1. váltakozó agyagmárga, aleurolit és homokkő réteglemezek, melyeket vékony homokkő közberétegzések tagolnak,

2. összeolvadt turbidit homokkő rétegek,

3. üledékesúszással létrejött deformált rétegek. Ez utóbbiak megtalálhatók közberétegzetten az 1. és 2. típusban is (4. ábra).

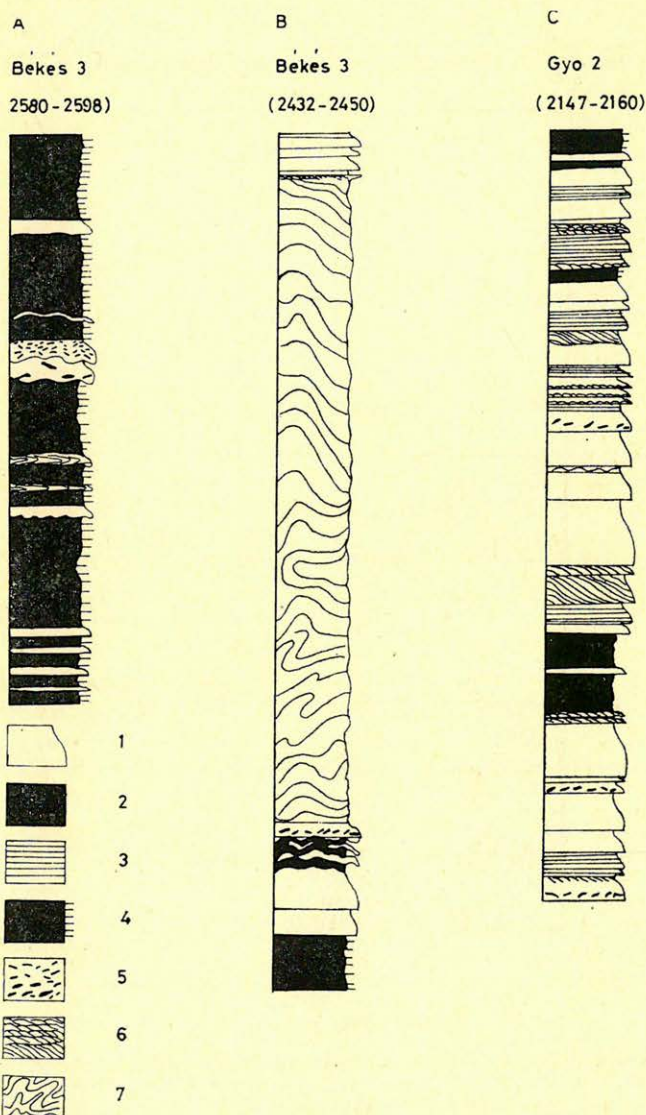
A homok tartalom a legtöbb delta lejtőről származó magban észrevehetően lecsökken (az 1. típusban 5%, a 2. típusban 83%-ig nő). A homok szemcseméretre a finom és aprószemcsés összetétel jellemző. A homokkő rétegek rendszerint sok növényi maradványt tartalmaznak. Az átlagos homokkő rétegvastagság 15 cm, a maximális homokkő vastagság pedig 63 cm. Ez utóbbi a delta lejtő felhalmozódás alapján található.

A delta lejtő felhalmozódások fő jellemzője a 3–25° közötti, de uralkodóan 3–8° közötti rétegdőlés. Néhány horizontálisnak tűnő, vagy nagyon kis szögben dőlő réteg is előfordult.

A magok sok, jól fejlett, lemezes homokkő rétegekkel váltakozó aleurit lemezt tartalmaznak. Jellemzőek a kis-nagyméretű (26 cm vastagságig) lejtésirányban orientálódott keresztarétegződések, az összeolvadt, vékony–vastag homokkő rétegek, a gradált homokkő rétegek. A Boum sorozatok főleg Ta és Tb típusúak, ritkán Ta-b-c, Tb-c és Tc-d típus is előfordul. A homokkő rétegekben sok az aleurolit, agyagmárga anyagú intraklaszt. Kompakciós vízelvezéskor képződött szerkezetek, deformált rétegek, átbuktatott redők, felhalmozódással közel egyidejű törések figyelhetők meg. Gyakoriak a függőleges és vízszintes helyzetű ásásnyomok-bioturbációk.

A deltalejtő folyamatai gyengén értelmezhetők, bár az üledékes szerkezetek alapján kikövetkeztethetők. Az ismétlődő vékony homokkő-aleurolit laminációk és a kisméretű keresztarétegek a lejtőáramlások eredményei. A magas és alacsony sűrűségű szuszpenziós áramlatok, melyek a tavi rendszerekre jellemzőek, váltakozó világos–aleuritós és sötét-agyagos-színű lemezességet, szalagos-ságot hoznak létre a recens tavakban a deltalejtőkön. A békési-medence delta lejtő rendszerének leggyakoribb közhétszerkezeti formái a dőlő, váltakozó aleurit-homokkő anyagú réteglemezek. Ezek előfordulnak éles határral és gradált átmenettel is. A modern tavakból származó deltalejtő mintákon *Houbolt és Jonker (1968)*, *Sturm és Matter (1978)*, *Pickrill és Irwin (1983)* hasonló lemezes szerkezetet figyeltek meg. A sűrű szuszpenziós áramlások általában a folyóvízi áradások magas üledékhozamához kapcsolódnak. Nagy viharok szintén újra szuszpendálhatják az üledékeket. Az így időszakosan nagy fajsúlyúvá váló beömlő víz a fenék domborzatát követve áramlik és karakterisztikus „varv” típusú lejtőlemezességet hoz létre. 1–5 cm vastag homokkőlemezek és vékony rétegek váltakoznak aleurolit, agyagmárgával. A homokkőrétegek közül sok tartalmaz kisméretű keresztarétegződést. A keresztarétegződés a lejtő bázisa fele haladva gyakoribbá válik. Ezeket a lejtő bázisa közelében levő rétegsorokat a vonzó áramlatok, valamint a turbidit áramlatok hozzák létre.

A sűrű szuszpenziós áramlatok termékei olyan turbidit homokkövekként vannak jelen, melyek főleg Bouma Ta és Tb típusú rétegekből állnak és sok bennük az aleurolit, agyagmárga intraklaszt. Az intraklasztok jelzik, hogy lejtő erózió történt. Jellemző ezekre a homokkövekre még az, hogy több deformált üledékcúszásra utaló közberétegződést, valamint kis- és nagyméretű kereszt-



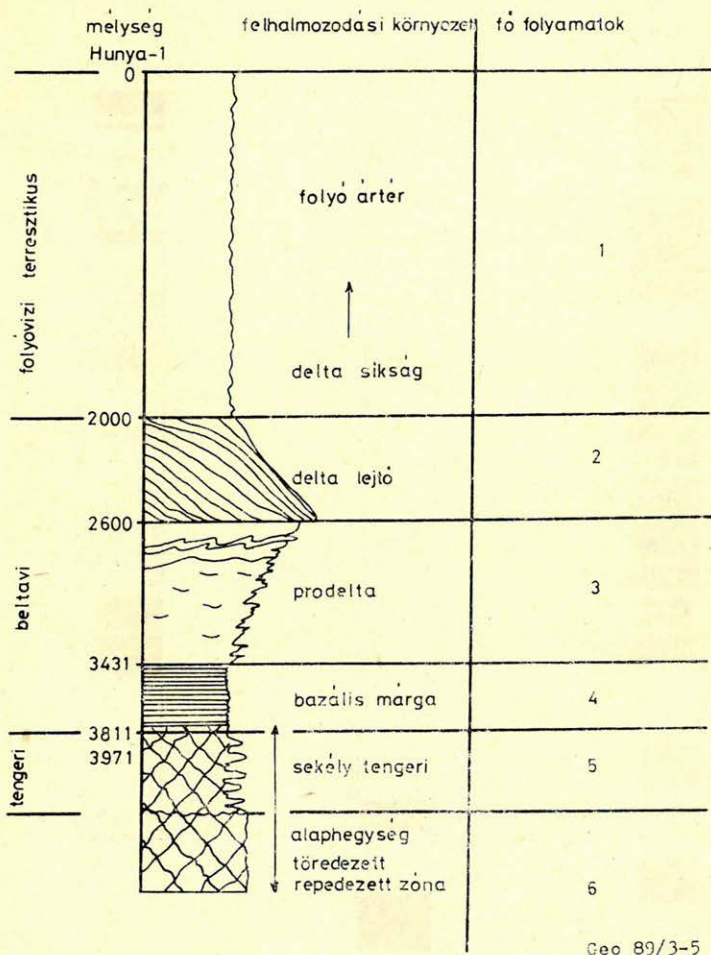
Geo 89/3-4

4. ábra — Puc. 4. — Fig. 4

Jelmagyarázat: 1. felfele finomodó homokkő; — 2. márga; — 3. vízszintes lemezesség; — 4. lemezes aleurolit és homokkő; — 5. aleurolit intraklasztok; — 6. keresztarétegződés; — 7. deformált rétegződés

rétegzett szakaszokat tartalmaznak. Ezek a fentebb jellemzett típusok összeolvadt sorozatokat alkotnak és nyilvánvalóan a lejtő meder felhalmozódásokat képviselik (4. ábra).

Az összeolvadt homokkőrétegek itt tehát a mederáramlatokra utalnak. Ezek a medrek üledécsúszások depresszióiban jöttek létre a lejtőn, vagy széles kis reliefűek. Néhány lejtő meder közvetlen kapcsolatban lehet a delta síksági



5. ábra – Puc. 5. – Fig. 5

Jelmagyarázat: 1. Ártéri üledék, uralkodóan aleurolit, agyagkő. A folyóvízi környezet valószínűleg többszörös mederfelhalmozódásokat képezett; – 2. Gravitációs folyamatok. Uralkodólag üledécsúszások és sűrű szuszpenziós áramlatok. Vékony agyagmárga, aleurolit lemezek felhalmozódása. Vékony keresztarétegzett homokkő lemezek felhalmozódása. A homok legnagyobb része medreken, völgyeken, üledécsúszásokkal keresztülhalad a deltalejtőn és a prodeltába szállítódik. A lejtő dőlése $3-8^\circ$; – 3. Deltából eredő homokgazdag turbiditok turbidit legyező és összeolvadt homokkő rétegek formájában halmozódik fel. Sekély medrek a turbidit legyezők felső részén. A deformált rétegek a deltalejtőről eredő üledécsúszások termékei; – 4. Tavi üledékképződés. Karbonát-kiválás, perlit felhalmozódás szuszpenzióból.; – 5. Magas energiájú sekély környezet. Hullámverés és áramlások uralma. Fokozatos átmenet a fedő márgába

folyóvízi rendszerrel hasonlóan a modern delta lejtők medereihez a Genfi-tóban (Houbolt és Jonker 1968).

E fentebbi medertípusok üledéket szállítanak (főleg homokot) a delta-lejtőn keresztül a prodeltába.

A sűrű szuszpenziós áramlatok és az üledécsúszások alkotják a delta front uralkodó eróziós-felhalmozó folyamatait. A gravitációs áramlatok—üledécsúszások, melyek a lejtő instabilitásából erednek, valamint az alacsony és magas sűrűségű szuszpenziós áramlatok—szállították az üledéket a medencében. A gyorsan progradáló folyóvízi deltarendszerek sok üledéket szállítottak a delta frontra. A delta fronton a gyors üledékképződés magas pórusvíz nyomást és instabil állapotokat okoz, amelyek víz alatti üledécsuszamlásokhoz vezet a deltalejtőn (Prior et al 1986,). Az üledécsúszások mind tavi, mind tengeri környezetben gyakori jellemzői a deltalejtőnek (Prior et al 1981, 1984, 1986, Prior és Bornhold 1986, Prior és Coleman 1982, Bornhold et al 1986).

A Békési medencebeli deltalejtő magminták közül sok jelez üledécsúszást. Méretét tekintve ez lehet a magányos deformált homokkőrétegtől a max 5,3 m vastag üledécsúszásos sorozatokig, melyekben váltakozik az aleurolit, agyagmárga és a homokkő (4. ábra).

Delta síkság

A delta síksági üledékeket és az azokat fedő folyóvízi terresetikus felhalmozódásokat 12 fúrás magmintái harántolták a medencében. A gyenge cementáció és finomszemcsesség következtében kicsinyek voltak a magnyereségek, így a felhalmozódási környezetek meghatározására is kevés volt a lehetőség. Vörösbarna-barna vagy vörös aleuritos agyagkövek, ritka apró és középszemcsés rétegzetlen homokkő, deformált rétegek, kisméretű kereszt-rétegződést mutató aleurolit-homokkő, vékony-rétegződés és szerves anyagban gazdag aleurolit jellemzi a delta síkság üledékeit.

A korlátozott magadat miatt a felső felhalmozódási sorozatban a felhalmozódási környezetek nincsenek igazán meghatározva. Az uralkodó aleuritos agyagkő árvízi üledékekre utal a folyómedrek szomszédságában. Ez egyben jelzi azt is, hogy a delta síkságot átszelő folyómedrek nem migráltak, laterálisan, hosszú ideig fennálló mederrendszerek voltak. Így nem hoztak létre vékonytakaró meder homokköveket.

A magokban nincs képviselve, de a rendszer fontos környezetei még a folyóvízi meder homokkövek, sekélytavi partközeli, öböl és mocsári üledékek.

Fejlődéstörténet

Az ÉK-ról, É-ról és ÉNy-ról (Mattick et al 1986) több ütemben előre nyomuló deltarendszerek feltöltötték egy zárt beltavi medencét a pannóniai sl. ideje alatt. Ez a tómedence legalább 600 m mély volt a deltalejtő üledékek vastagsága alapján.

A medencekitöltődés folyamatát és történetét a deltarendszerekhez kapcsolódó jellegzetes felhalmozódási környezetek határozták meg.

A Békési medence süllyedése a pannóniai s. 1. elején felgyorsult és a miocén sekélytengeri környezetet brakkvízi beltavi környezet váltotta fel. Magok alapján ez az átmenet sekélytengeri bioklasztikumok és törmelékek, a rájuk települő bioturbált fekete márga majd bioturbációmentes márga mészmárga rétegsorban jelentkezik. A márga mészmárga rétegsor a medencében és az azt

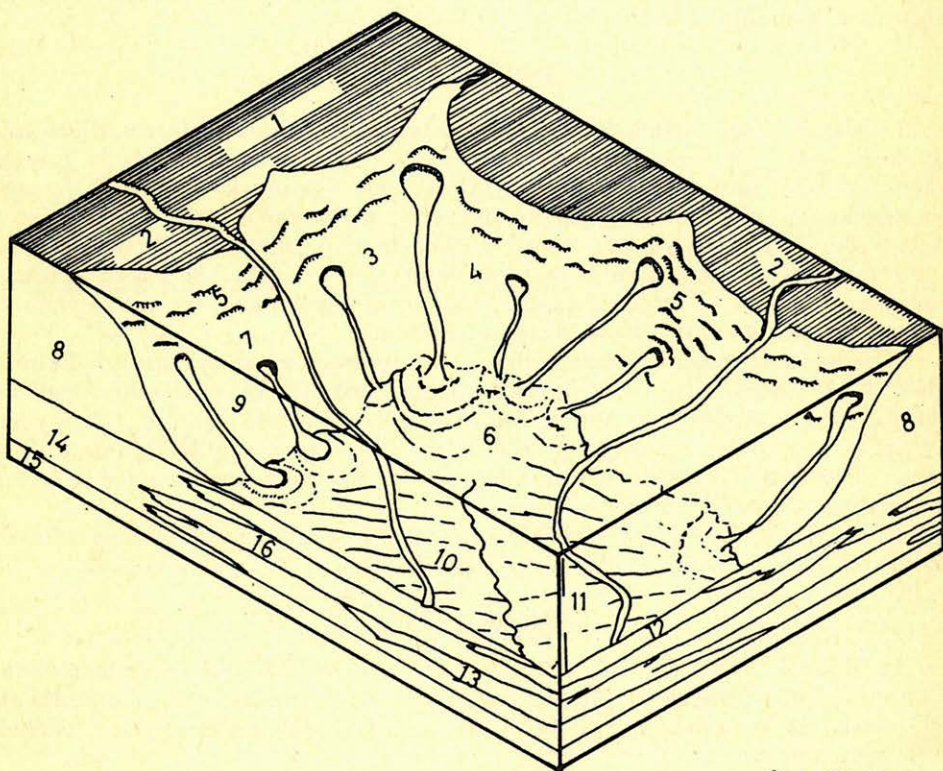
övező topográfiai magaslatokon takarót alkotott. Az első disztális homokkő rétegek megjelenéséig a medence üledékképződését pélites, karbonátos üledékek uralták. A disztális turbidit üledékek a mély medencerészekben jelentek meg, először márgarétegeket tagoló vékony homokkő lemezekként.

Az alaphegységi kiemelkedéseken továbbra is a pélites karbonátos rétegsor felhalmozódása folytatódott, a medence mély részein ez alatt a turbidit üledékképződés vált uralkodóvá.

A szomszédos deltákból érkező turbidit homokok a medence kitöltését tovább folytatták. A bathymetriai kiemelkedések szabták meg a turbidit áramlások irányát a magaslatok szomszédságában levő mélyzónákon keresztül.

A disztális prodelta felhalmozódásokat vékony turbidit lebenysorozatok jellemzik, melyek egyben az előrenyomuló turbidit legyezőrendszerek kezdeti üledékképződését is jelzik.

Ez után az összefogazódó prodelta turbidit legyezők létrehozta egy vastag, homokkőben gazdag üledéksorozatot. A beltavi turbidit legyezőrendszerek sekély, meanderező vízalatti medreket is tartalmaznak, melyek hasonlóak



Geo 89/3-6

6. ábra — Puc. 6. — Fig. 6

Jelmagyarázat: 1. deltasíkság; — 2. elágazó meder; — 3. deltafront; — 4. homokcsatorna; — 5. üledécsúszások; — 6. pélit-homok folyás lebenyek; — 7. lejtőmeder; — 8. lejtőfelhalmozódások; — 9. völgyek; — 10. meanderező medrek a tó fenéken; — 11. 600 m mélység; — 12. turbiditek; — 13. összefogazódó turbidit legyezőfelhalmozódások; — 14. prodelta; — 15. bazális márga; — 16. homokgazdag tavi turbiditek

TARTALOMJEGYZÉK

Pogácsás György — Jámbor Áron — Mattick E. Robert — Elston P. Donald — Hámor Tamás Lakatos László — Lantos Miklós — Simon Ernő — Hámor Tamás — Lakatos Miklós — Simon Ernő — Vakaros Gábor — Várkonyi László — Várnai Péter: A nagyalföldi neogénképződmények kronosztratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján	41
Grow A. John — Pogácsás György — Bércziné Makk Anikó — Várnai Péter — Hajdu Dénes — Varga Ede — Péró Csaba: A Békési medence tektonikai és szerkezeti viszonyai ..	63
Révész István — Bérczi István — Lawrence R. Phillips: A Békési medence alsópannoniai üledékképződése	98

СОДЕРЖАНИЕ

Погачаш Д. — Ямбор А. — Маттик Р. Э. — Элстон Д. Р. — Хамор Т. — Лакатош Л. — Лантош М. — Шимон Э. — Вакарч Г. — Варкони Л. — Варга П.: Хронострати- графия неогенских образований Большой низменности на основании сопос- тавления сейсмических и палеомгнитных данных	41
Гроу И. А. — Погачаш Д. — Макк А. — Берцене — Варнаи П. — Хайду Д. — Варга Е. — Перо Ч.: Тектонические условия в Бекешском бассейне	63
Ревес И. — Берци И. — Филлипс Р. Л.: Осадкообразование нижнего паннона в Бекеш- ском бассейне	98

CONTENTS

Pogácsás Gy. — Jámbor Á. — Mattick R. E. — Elston D. P. — Hámor T. — Lakatos L. — Lantos M. — Simon E. — Vakaros G. — Várkonyi L. — Várnai P.: Chronostrati- graphic framework of Neogene formation in the Great-Hungarian Plain as revealed by combination of seismo- and magnetostratigraphy	41
Grow J. A. — Pogácsás Gy. — Bércziné Makk A. — Várnai P. — Hajdu D. — Varga E. — Péror Cs.: The tectonic and structural framework of the Békés-Basin	63
Révész I. — Bérczi I. — Phillips L.: Lower Pannonian sedimentation in the Békés-Basin ..	98

MAGYAR GEOFIZIKA

A szerkesztésért felelős: Zelei András felelős szerkesztő

A szerkesztőség címe: Budapest VI., Anker köz 1. fem. 17. 1368 Telefon: 429-754

Kiadja: a Delta Szaklapkiadó és Műszaki Szolgáltató Leányvállalat

Budapest IX., Közraktár u. 4. 1093

Telefon: 175-200

Felelős kiadó: Budai Ferenc főigazgató

89.429., Állami Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

Terjeszti a Magyar Posta. Előfizethető a hírlapkézbesítő hivataloknál és a Posta Hírlapelőfizetési és Lapellátási Irodáján.
1900 Budapest V., József nádor tér 1., vagy átutalással a 215 — 96 162 pénzforgalmi jelzőszámra. Egy szám ára: 32,50 Ft.
Előfizetés félévre: 97,50 Ft, egy évre: 195,— Ft. Külföldön terjeszti a Kultúra Könyv- és Hírlap Kereskedelmi Vállalat,
1389 Budapest, pf. 149. és a Magyar Média 1392 Budapest, pf. 279. 86—253. Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében
Megjelenik évente hatszor.